BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

IV-15.898

VICTOR TUFESCU

MODELAREA NATURALĂ A RELIEFULUI ŞI EROZIUNEA ACCELERATĂ

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1966

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUVÎNT ÎNAINTE

Lucrarea de față urmărește să dea o fundamentare științifică acțiunilor de combatere și prevenire a degradării terenurilor, acțiunilor de organizare a teritoriului sau de construcții în cadrul naturii. Ea se adresează în primul rînd geografilor care lucrează în latura aplicată a specialității lor, dar și specialiștilor ameliorator, constructori, hidrotehnicieni etc.

S-au scris și s-au tradus relativ multe lucrări ce urmăresc combaterea eroziunii sau a deplasărilor de teren, dar majoritatea lor privesc elementele naturii asupra cărora își concentrează luarea-aminte ca pe niște categorii de sine stătătoare și pe deplin individualizate în momentul în care sînt luate în considerare, neglijînd pe de o parte înlănțuirea lor strînsă cu întregul complex de elemente naturale în mijlocul căruia se află, trecîndu-se cu vederea pe de altă parte evoluția lor în timp, din care surprind doar un moment izolat. Acest fel de a trata fenomenele naturii poate duce la soluții artificiale, de multe ori ineficace.

Iată pentru ce în prima parte a lucrării se cercetează agenții modelatori externi cu particularitățile fiecăruia și, întrucît destul de frecvent ei nu lucrează izolat, ci strîns înmănuncheați cîte doi sau mai mulți, rezultînd complexe morfodinamice originale, se urmărește și acțiunea lor combinată.

Dar acțiunea agenților modelatori — adevărații motori ai transformării reliefului — este frînată sau stimulată de o serie de factori. De aceea modelarea nu duce la aceleași rezultate în toate categoriile de terenuri. Unele dintre ele sînt mai lesne atacate de agenții externi, altele opun rezistență în fața agresivității acestora. Iată de ce în partea doua se urmărește modul de comportare al diferitelor feluri de terenuri la acțiunea agenților modelatori, înlesnirea sau încetinirea acțiunii lor putînd veni de la diferențierea formelor de relief înseși (pante mai accentuate ori mai reduse, energie de relief mai mare ori mai mică etc.), de la constituția litologică (rocă mai rezistentă ori mai friabilă) și de la structură (adică modul în care stau așezate stratele unele în raport cu altele), de la influențele endogene (mișcări de înălțare și coborîre, cutremure etc.), de la diferențele de climă sau de înveliș vegetal.

Dar, chiar urmărite prin dubla perspectivă arătată, fenomenele naturii nu pot fi pe deplin cunoscute decît dacă se studiază în desfășurarea lor în timp. Iată pentru ce lucrarea urmărește în mod comparativ ritmul natural al dezvoltării proceselor de modelare și ritmul accelerat și păgubitor al dezvoltării lor sub înrîuriri antropice rău orientate. De asemenea se urmăresc mecanismele dife-

renţiale ale celor două moduri de comportare a eroziunii şi a efectelor ce produc nu numai direct în relieful local, ci şi în ansamblul peisajului geografic.

În întreaga expunere se urmăreşte şi fixarea terminologiei celei mai adecvate pentru procesele de modelare şi formele de relief rezultate, cu paralelizări între termenii folosiţi în bibliografia diferitelor limbi străine. Am considerat importantă punerea în valoare a numeroşi termeni populari româneşti suficient de expresivi pentru a îmbogăţi terminologia geomorfologică universală, din care o parte au şi fost introduşi în tratatele de specialitate universală prin Emm. de Martonne şi G. Vâlsan.

Lucrarea de faţă nu pune, aşadar, numai o problemă teoretică — aceea a antitezei dintre procesele de modelare naturală a reliefului (echilibrată şi în genere nedăunătoare) şi cele de eroziune accelerată, cu alt ritm de desfăşurare şi cu alte proporţii de distrugere a echilibrului din peisajul natural, ci şi în latura aplicată asupra căreia geografii trebuie să-şi îndrepte tot mai mult atenţia pentru a veni în mod real în sprijinul lucrărilor de îmbunătăţiri funciare, organizare şi sistematizare teritorială etc., înlăturînd pericolul dezlănţuirii eroziunii accelerate.

AUTORUL

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

INTRODUCERE

Cap. I. PROBLEMA TERENURILOR DEGRADATE

Interdependenţa proceselor de eroziune în natură. În ultimii ani a apărut o amplă bibliografie privitoare la *terenurile degradate,* urmărindu-se cu deosebire latura aplicată a ameliorării acestora şi a corecţiei torenţilor. Multe dintre aceste lucrări se ocupă însă numai cu fenomenul în sine, aşa cum se prezintă el în momentul în care se iau măsurile de ameliorare, fără a se cerceta *cauzele* care i-au dat naştere sau *succesiunea* etapelor prin care a trecut.

Alte lucrări, dacă ajung pînă la stabilirea cauzelor care au generat fenomenul respectiv, neglijează faptul tot atît de important că el *nu rămîne izolat,* că face parte dintr-un ansamblu teritorial de procese naturale strîns legate unele de altele şi că a-l analiza oricît de amănunţit, dar numai în el însuşi, fără a ţine seama de înlănţuirea cu întregul angrenaj din care el nu este decît o simplă componentă, înseamnă a scăpa de sub control anumite laturi pe care poate că nici nu le bănuieşte cercetătorul sau proiectantul.

Dacă cercetările de detaliu ale tehnicienilor, efectuate în orizont local strict limitat, sînt fără îndoială necesare, ele nu sînt şi suficiente, ele trebuie neapărat integrate în cunoaşterea sintetică a ansamblurilor mult mai întinse, în care să se ţină seamă de factorii climatici, de tipurile de sol, de elementele care generează eroziunea antropică (modul de utilizare a terenurilor, structura socială, anumiţi indici demografici) etc. În practică însă, de cele mai multe ori se circumscriu torentul, surparea, alunecarea respectivă într-un perimetru restrîns, care se cercetează independent de ansamblul teritorial mai larg în care se integrează şi în afara evoluţiei lui în timp, ca un element de sine stătător.

Urmarea este că, la multe lucrări executate printr-o cunoaştere unilaterală a procesului, se iveşte acel „neprevăzut" ce poate periclita opera minuţios calculată a proiectantului. Aceasta a şi îndemnat pe unii specialişti în problemele ameliorării terenurilor degradate să atragă în mod deosebit atenţia practicienilor că *teritoriul nu trebuie privit ca o simplă suprafaţă înclinată pe care se exercită eroziunea,* căreia i se pot aplica anumite formule şablon. Iar geografii au subliniat că teritoriul nu este „un material mort" cum îl consideră unii constructori, ci, aşa cum au dovedit-o lucrările de geomorfologie dinamică, el îşi are „viaţa" lui proprie, evoluţia lui, determinată nu numai de caracteristicile interne, ci şi de circumstanţele exterioare, întrucît porţiunea asupra căreia se îndreaptă atenţia amelioratorului nu este decît o componentă a naturii, supusă anumitor legi de care, dacă nu se ţine seamă la aplicarea măsurilor de ameliorare, rezultă greşeli

BOUNDARY UNIVERSITY LIBRARY

cum s-au comis destule atît în amplasarea lucrărilor, cît şi în dimensionarea sau tehnica executării lor. Dar dacă există o înlănţuire spaţială complexă a acestor procese care duc la degradarea terenurilor, conjugîndu-se unele cu altele ca într-un sistem de roţi dinţate, nu trebuie să uităm că toate aceste fenomene se află în orice moment — pînă la intervenţia omului — în plin mers, *în plină desfăşurare* (tocmai aceasta fiind partea lor ameninţătoare), că ceea ce surprindem noi nu este decît o fază dintr-o succesiune de faze ale evoluţiei lor naturale în timp. Aşadar, un instantaneu dintr-un lung şi complex şir evolutiv. Oricît de apropiată ar fi cunoaşterea fenomenului şi chiar a legăturilor lui colaterale, dacă se neglijează urmărirea evoluţiei lui în timp, în cadrul întregii orchestraţii, cunoscută sub denumirea de *modelarea naturală a scoarţei terestre,* rămîne totuşi riscul lipsei de perspectivă clară, cel puţin a proporţiei fenomenului şi posibilităţilor lui de dezvoltare. S-a afirmat astfel, pe drept cuvînt, că „numai pe baza cunoaşterii profunde a specificului proceselor ce se produc în sol şi în atmosferă, şi a legăturii lor dialectice, este posibil să ne apropiem de rezolvarea justă a acestei probleme de economie naţională — apărarea solului contra eroziunii" (6, p. 11).

Formele de relief obişnuite pe lîngă care trecem adesea — o rîpă, un grohotiş, mormanul inform de surpare de la baza unei faleze, povîrnişul tărăgănat plin de mici neregularităţi datorite unor vechi alunecări — ajung să nu ne mai releve amploarea cu care se desfăşoară în întreaga lor înlănţuire fenomenele ce le-au dat naştere. Dacă am schimba, imaginar, perspectiva dimensiunilor obişnuite şi am avea însuşirea de a privi procesele naturale în desfăşurarea timpului geologic, numai atunci am putea întrezări natura la lucru în întregul ei, modelînd ca o mînă de sculptor uriaş scoarţa terestră, şi ne-am da seama cît de mare însemnătate are pentru înţelegerea fenomenelor obişnuite nouă, cunoaşterea perspectivei largi de spaţiu şi timp în care se desfăşoară ansamblul, în cuprinsul căruia ele nu sînt decît mici părţi componente. Deci urmărirea legăturilor cu întregul din care fac parte şi fixarea fazei de evoluţie căreia îi aparţin procesele locale ce ne preocupă, sînt absolut necesare celui ce trece la corectarea naturii şi la organizarea teritoriului.

Lucrarea de faţă încearcă să contribuie tocmai cu această cunoaştere multilaterală, cu această perspectivă largă pe care o deschid geomorfologia şi geografia în general asupra dinamicii degradărilor de teren, privite în ansamblul evoluţiei reliefului şi în cadrul familiei de fenomene din care fac parte.

Geomorfologia arată însă că într-un fel lucrează agenţii modelatori ai scoarţei terestre şi se comportă la eroziune diferitele roci sub regimul unui climat şi altfel atunci cînd se trece în alt climat — cum a fost de exemplu succesiunea climatelor din cuaternar —, chiar dacă aparent e vorba doar de schimbarea unor nuanţe. Iată de ce, pe un teritoriu numai cît al ţării noastre, acelaşi proces modelator poate prezenta variante diferite, iar pe suprafeţe terestre mai întinse observăm cum acei agenţi modelatori care capătă puteri nemăsurate sub un regim climatic, pot fi reduşi la foarte puţin, ori chiar anihilaţi cu totul în zone cu alte condiţii de climă, unde ajung să predomine agenţi modelatori care treceau neluaţi în seamă în prima zonă.

În ţara noastră, cu un climat continental cu oarecare excese, *procesele de eroziune* şi *porniturile de teren* pot căpăta proporţii îngrijorătoare, iar graba cu care se desfăşoară pe anumite locuri sub ochii noştri constituie o problemă esenţială pentru conservarea solului. Dar, cu toată însemnătatea lor vădită, înaintea celui

de-al doilea război mondial nu se încercase nici măcar o estimaţie a teritoriilor degradate din ţara noastră. Pentru a se trece la o grabnică acţiune de ameliorare a acestor terenuri în scopul de a le introduce în diverse folosinţe agricole, Ministerul Agriculturii şi Silviculturii a întocmit (conform H.C.M. nr. 201 din 1953) o statistică şi o hartă a terenurilor degradate şi neproductive din România la scara 1 : 500 000 pentru a se putea cunoaşte extensiunea şi localizarea terenurilor atacate. Rezultatele au fost uluitoare (18) : peste 8,5 mil. ha din suprafaţa ţării erau la data respectivă afectate într-un grad mai mic sau mai mare de degradări (eroziune de suprafaţă şi adîncime, alunecări de terenuri, nisipuri, grohotişuri etc.), ceea ce reprezenta circa 35% din teritoriu. Chiar dacă se scot din calcul terenurile afectate de eroziunea de suprafaţă, cuprinse în grupa cu eroziune imperceptibilă pînă la moderată, în care s-a pierdut pînă la 50% din orizontul cu humus, încă mai rămîneau peste 4 mil. ha afectate de eroziune puternică pînă la excesivă şi eroziune de adîncime, adică degradări înaintate, ceea ce reprezenta 17,5% din suprafaţa ţării.

Dar nici suprafeţele cu eroziune imperceptibilă pînă la moderată nu pot fi trecute cu vederea. De pe ele apele de ploaie au spălat tocmai pătura superioară a solului, adică partea bogată în humus care dă fertilitatea acestuia. Şi iată ce afirmă specialiştii în această privinţă : „Deplasarea a 2,5 m³ de sol de pe un hectar în curs de o săptămînă, sub influenţa unei spălări sau spulberări slabe, nu se observă de obicei, dar după 30 de ani, printr-o astfel de eroziune, stratul superior al solului poate fi pierdut pe o adîncime de 27,5 cm. După cum arată calculele, pentru formarea unui strat de humus de 20 cm, în cadrul procesului natural va fi nevoie de 2 000—7 000 de ani. Restabilirea naturală a solului se produce cu încetineală. Restabilirea artificială pretinde mari cheltuieli. De aceea în toate cazurile, este mai indicat să prevenim eroziunea solului decît să-i combatem urmările“ (6, p. 10).

Aşa se duc la vale pe rîuri şi fluvii şi se varsă anual în mări şi oceane sute de milioane de metri cubi din partea cea mai fertilă a solului. Şi pentru a ne da seama de proporţiile fenomenului, iată exemple : Gangele cară anual în mare 235 mil. m³ de sol roditor, iar Mississippi transportă în golful Mexic 730 mil. m³, cu care-şi construieşte o deltă digitată prelungită cu aproape 90 km în apele mării. La rîndul ei Dunărea, cu toate că are dimensiuni mult mai reduse, transportă totuşi anual circa 84 mil. m³ de aluviuni. Iată pentru ce insistăm că nu trebuie trecută cu vederea nici eroziunea de suprafaţă.

Ţinuturile mai puternic lovite de eroziunea excesivă şi de adîncime au sărăcit. Nivelul de trai al populaţiei lor a scăzut mult faţă de al altora. Vrancea, părţi din bazinul Buzăului, Rîmnicului, Bîrladului, Argeşului superior şi Jiului, părţi din Munţii Apuseni ş.a. intrau înaintea celui de-al doilea război mondial în această categorie. Ca urmare a exploatării sălbatice a pădurilor, a păşunatului excesiv şi a arăturilor pe terenuri în pantă prea accentuată la care au fost constrînşi ţăranii cu pămînturi puţine, multe terenuri din ţinuturile arătate ajunseseră în diferite faze de degradare. Datorită acestui lucru, ţinuturile respective nu mai puteau participa cu toate puterile lor de producţie la economia ţării.

După 1950 s-au luat o serie de măsuri pentru ameliorarea acestor terenuri degradate. Totuşi unele categorii ale acestora au nevoie de mulţi ani pentru a redeveni productive. Dar, chiar cînd se va termina opera de refacere a tere-

nurilor degradate, va trebui ca oamenii de ştiinţă să vegheze mai departe pentru menţinerea echilibrului dintre factorii naturali şi folosinţele economice date solului, astfel ca procesele distrugătoare să nu înceapă din nou în forme dăunătoare. Căci nu trebuie să pierdem din vedere că natura va lucra şi mai departe tot după legile ei şi orice dezacord între legile naturale şi organizarea teritoriului iese la iveală într-un fel oarecare, cu consecinţe de multe ori nedorite.

Pentru toate aceste consideraţii, procesele de degradare a solului trebuie cunoscute nu numai prin *agenţii* care le provoacă şi nici numai prin modul *cum lucrează* fiecare dintre aceştia, ci prin *angrenarea lor* în ansamblul modelării, în interdependenţa dintre agenţii modelatori şi dintre aceştia şi condiţiile mediului geografic. După cum în anumite condiţii de climă şi sol, de relief etc. se dezvoltă anumite biocenoze, tot astfel se formează şi anumite complexe de modelare ale scoarţei terestre. Oriunde ar studia specialistul care urmăreşte ameliorarea terenurilor degradate, trebuie să caute a identifica complexul de procese modelatoare care acţionează în regiunea respectivă, să integreze procesele izolate asupra cărora vrea să acţioneze prin lucrări în ansamblul complexului din care fac parte şi să stabilească faza evolutivă în care se găsesc acele procese.

Cercetările asupra terenurilor degradate din ţara noastră. Dezvoltarea îngrijorătoare a proceselor de degradare a solurilor a dat de gîndit şi în trecut oamenilor de ştiinţă, silvicultorilor, agronomilor, geologilor şi geografilor, care prin lucrările lor au atras atenţia asupra diferitelor forme de distrugere a terenurilor ce se dezvoltau în ţara noastră. Mai mult decît atît, unii practicieni au trecut cu însufleţire chiar la executarea unor lucrări de stăvilire a eroziunii sau altor procese care ameninţau căile ferate ori aşezările omeneşti, cu toate că în genere oficialitatea nu a dat suficientă importanţă acestor semnalări, mărginindu-se uneori să ia măsuri birocratice care de prea puţine ori se traduceau în practică, astfel că procesele de denudaţie au continuat să se dezvolte în voia lor.

Din vremuri depărtate oamenii defrişau pădurile pentru a obţine locuri de păşunat, de arătură, ori pentru aşezări omeneşti. Toponimia ţării noastre abundă în elemente care dovedesc modul felurit în care omul ataca pădurea. Topicele de *curătură* şi *runc* arată locuri în care pădurea a fost înlăturată cu totul, scoţîndu-se şi rădăcinile arborilor ; *arşiţe, arsuri* sînt locurile defrişate prin incendierea pădurii [1] ; *seci* sau *secături* reprezintă locurile deschise în pădure prin uscarea arborilor, cojindu-se cam un metru în partea de jos a tulpinii. Cum majoritatea acestor denumiri sînt de origine latină, însăşi continuitatea lor peste veacuri arată că practica acestor defrişări era milenară. Defrişările nu au putut însă pricinui distrugeri însemnate ale terenurilor, deoarece se efectuau pe suprafeţe restrînse şi răzleţe. În multe locuri chiar, era suficientă vigoarea pădurii, pentru ca ea să se refacă în mod natural.

Devastarea pădurilor a început în ţara noastră o dată cu primele exploatări în scop economic făcute prin secolul al XVIII-lea de către negustorii turci (cu deosebire în Moldova), apoi s-a continuat în cursul secolului al XIX-lea, paralel pe de o parte cu extinderea terenurilor arabile, pe de alta cu dezvoltarea industriei capitaliste.

---

[1] Sinonime : pîrlitură, jarişte.

Cele dintîi documente care semnalează aceste fenomene datează la noi din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea. Așa este „Așezămîntul lui Alexandru Moruzi pentru păduri" din 1792 pentru Moldova, în care se arată: „...Fiindcă dintru început erau păduri și lunci mai multe decît acum (după cum este știut), la facerea condicelor nu au fost socotit bine *cîtă stricăciune de obște* au putut să pricinuiască în vremea viitoare nepaza și neapărarea pădurilor, care păduri și lunci în toată vremea fiind trebuincioase și de folos obștiei, se cădea să se fi pus la cale de a fi și aceasta sub pază și apărare, a nu se strica fără cale". Iar mai departe se dau exemplificări cum s-au împuținat pădurile, ca de exemplu: „...La ținutul Covurluiului au fost cîțiva codri merei, care erau foarte de trebuință, căci cînd era vreo poroncă vrednică de grăbire ca să se dea din țară această cherestea pentru trebuința Țarigradului sau pe la sarhaturi, acolo se găsea și prea cu înlesnire se pogorea la schele, iar acum au rămas cîmp, numai abia se cunosc ciritei" [1] (fig. 1).

Cu toate că acel „așezămînt" a prevăzut o serie de reglementări în ce privește tăierile, defrișarea pădurilor s-a intensificat, astfel că din primele decenii ale secolului al XIX-lea se vorbea în acte oficiale despre „stîrpirea nelegiuită a pădurilor" [2], iar în unele dintre ele se arăta chiar că „prin stîrpirea pădurilor se pricinuiește simțitoare împuținare rodirii pămîntului și prin urmare jignirea fericirii obștești ce derează din agricultură" [3]. Economistul N. Șuțu arăta încă din 1838 că productivitatea solului ar putea fi mult sporită în țara noastră dacă pe lîngă alte măsuri (asolamente, părăsirea sistemului de pîrloagă etc.) s-ar executa „asanări de teren" [4].

Între oamenii de știință din țara noastră care s-au ocupat mai de aproape de problema terenurilor degradate sub diversele lor forme, două figuri mai de seamă ilustrează cea de-a doua jumătate a secolului al XIX-lea: agronomul Ion Ionescu de la Brad și silvicultorul P. S. Antonescu-Remuși.

Cu intuiția adevăratului om de știință, Ion Ionescu de la Brad a identificat înaintea multor savanți din alte țări diferitele procese de degradare a terenurilor și formele pe care acestea le dau la iveală. În studiile lui de teren începute cu lucrarea asupra agriculturii Dobrogei publicată în 1850 și continuate în fostele județe Dorohoi (1866), Mehedinți (1868) și Putna (1869), el menționează procesele de formare a solului „prin dezagregarea rocilor, descompunerea lor lentă și contribuția materiilor organice" (14, p. 142), descrie formele rezultate de pe urma *eroziunii* (rupturi, rîpi, făgașuri), vorbește despre procesele de *spălare a solului* („dealuri de pe care ploile duc în vale țărîna"), despre *alunecările*

---

[1] Radu Rosetti, *Pămîntul, sătenii și stăpînii în Moldova*, București, 1907, p. 478—488.

[2] Ioan C. Filitti, *Domniile române sub Regulamentul organic*, București, 1915, p. 622.

[3] „Adresul Secretariatului de Stat din noiembrie 1844 sub nr. 2 793 către Departamentul Averilor Bisericești atingătoare de parchetarea pădurilor monastirilor închinate (cf. V. Dinu, *Curs de drept și legislația silvică*, București, 1947, p. 64).

[4] „Solul Moldovei — scria el — este susceptibil de o producție mult mai importantă; un sistem de asolament mult mai bine aplicat, perfecționarea instrumentelor agricole, părăsirea sistemului de lăsare a pămîntului să se odihnească, întrebuințarea de îngrășăminte, executarea de *asanări de teren*, de defrișări, ar putea descătușa, ca să spunem așa recolta țării" (N. Șuțu, *Scurtă privire asupra stării economice a Moldovei*, Iași 1838. (cf. N. Șuțu, *Opere economice*, București, 1957, p. 55).

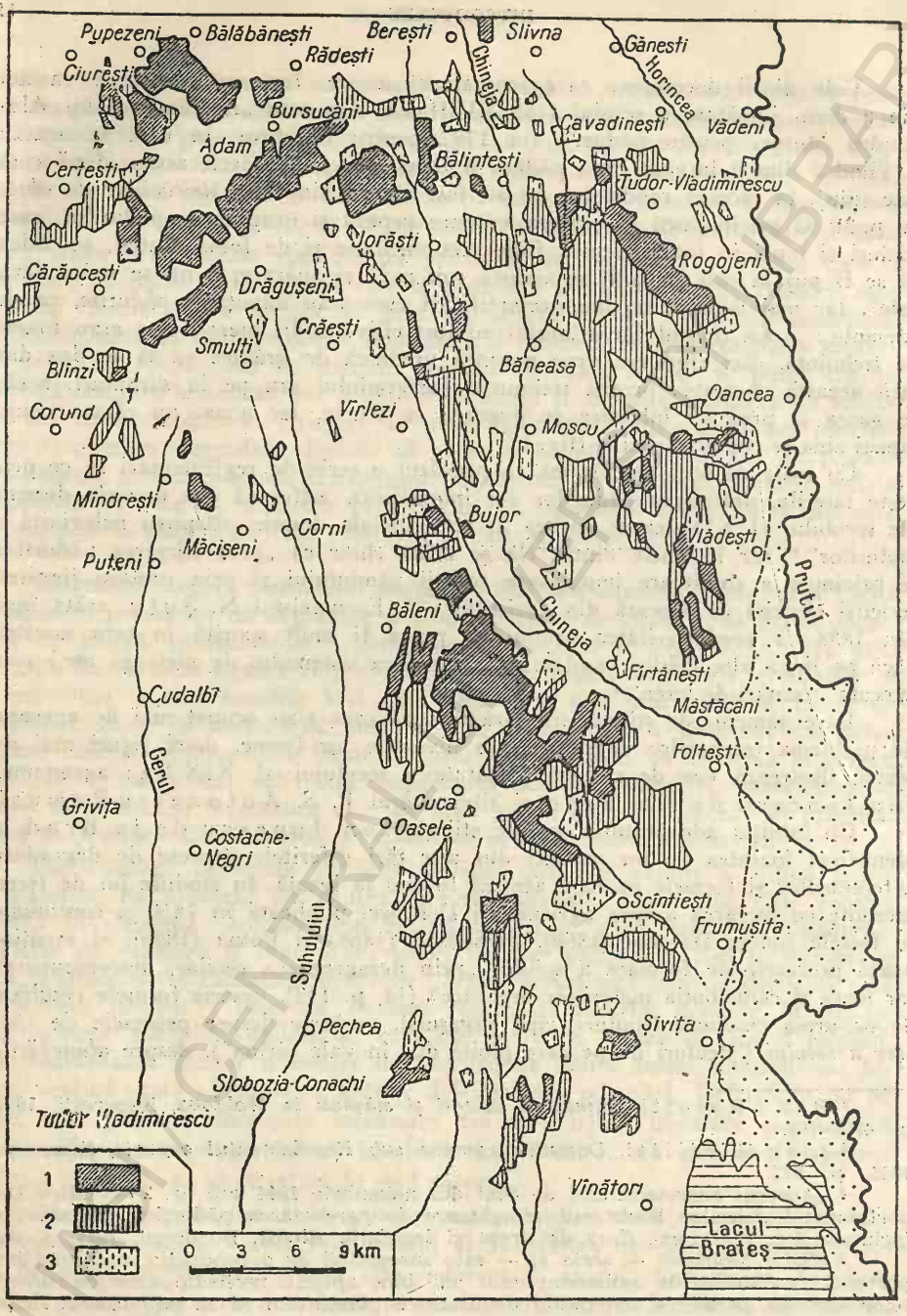


Fig. 1. — Faze de regresiune a pădurii „Codrii merei" ai Covurluiului. *1*, Păduri la 1938; *2*, păduri la 1890; *3*, păduri defrişate în ultimele decenii ale secolului al XIX-lea.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de teren sub formă de „ponoare" şi „hîrtoape", despre locuri în care „fuge pămîntul" lăsînd stînca golaşă, menţionează *sărăturile* de pe valea Başeului etc.

Vorbele cu care înfăţişa degradarea terenurilor vrîncene, reprezentau un adevărat semnal de alarmă. De exemplu, despre împrejurimile comunei Poiana scria: „Toate dealurile sînt goale, viiturile de apă le spală şi lasă pe dînsele locuri netrebnice. Plantarea cu pădure a acestor dealuri a ajuns a fi o necesitate..."; sau la Secătura — Văsuia: „Pămîntul este lutos şi foarte stricat de rîpi şi ponoare, ţarinele sînt urîte şi dealurile goale" (16, p. 356, 364).

În legătură cu despăduririle, pe care le consideră drept cauză a distrugerii multor terenuri, Ion Ionescu de la Brad scrie despre Vrancea: „Golind mai ales vîrfurile munţilor, espunem inondării, înămolirei, acoperirei cu pietre, stricăciunii în fine, însuşi văile şi cîmpiile noastre cele mai frumoase. Şi apoi în tăierea şi putem zice chiar devastarea ce se face pădurilor, nici nu se trage tot folosul ce poate să easă..." (16, p. 71).

Cu un remarcabil simţ de răspundere şi echitate, acest om de ştiinţă recomanda păstrarea unui echilibru just între pămînturile ce pot fi date agriculturii şi cele ce trebuie să se menţină împădurite. Astfel, în legătură cu dealurile înalte de la vest de Dorohoi, el scrie: „Pe dealuri aceste curături sînt în *pămînturi proaste* şi pline de *ponoare* în care nu dă mîna să se facă plugăria şi nici foneţe nu sînt bune. Acest fapt ne convinge că în interesul agriculturei nu este mare folos a se stîrpi codrii de pe cele mai mari înălţimi, căci acestea sînt mai potrivite pentru crescerea pădurilor decît pentru cultura plantelor; şi-apoi cu această întrebuinţare a pămîntului, înălţimile şi ponoarele ţiindu-se acoperite cu păduri, nu se aduce cea mai mică perturbaţiune în climă, de care ne interesăm foarte mult, fiindcă are înrîurirea cea mai puternică asupra producerii pămîntului" (15, p. 224).

În lucrările acestui mare om de ştiinţă găsim de asemenea idei înaintate, care nu numai că-şi păstrează şi astăzi valabilitatea, dar stau în atenţia specialiştilor; de exemplu, problema împăduririi cumpenelor de ape: „În interesul îmbunătăţirii climei ar fi oprirea desfiinţării pădurilor de pe culmile dealurilor celor mai înalte şi începere de făcut plantaţiuni artificiale în toată partea despre Prut, ca astfel cu dînsele să se neutralisezе efectele cele rele ale vînturilor" (15, p. 148); idei în legătură cu drenarea mlaştinilor, cu introducerea asolamentelor complexe în locul practicii obişnuite pe atunci a rotaţiei culturilor de 2 sau 3 ani, în care intra şi lăsarea pămîntului ca pîrloagă un an; ideea irigării fîneţelor prin care s-ar ajunge ca acestea „să dea dintr-o falce cît iese din 3 şi 4 fălci neirigate" (16) şi altele.

Numai din aceste spicuiri se poate vedea că Ion Ionescu de la Brad poate fi considerat unul dintre cei dintîi specialişti din lume care s-au ocupat cu problema terenurilor degradate. În ţara noastră, analiza proceselor care duc la degradarea terenurilor capătă o fundamentare mai temeinică. Chiar în prima sa lucrare apărută în 1883, Grigore Cobălcescu atrage atenţia asupra unor forme de carst în sare în Subcarpaţii buzoieni (7, p. 51—52) şi dă prima descriere şi explicaţie ştiinţifică a vulcanilor glodoşi care formează „pămînturile rele" de la Berca-Policiori (p. 73—82).

Trebuie privit de asemenea ca un pionier în latura practică a combaterii torentilor şi ameliorării terenurilor degradate silvicultorul P. S. Antonescu-

Remuşi (1), care face o temeinică analiză a cauzelor care dezlănţuie eroziunea şi formulează propuneri juste de ameliorare a terenurilor afectate de eroziune. Mai mult chiar, ia poziţie fermă în apărarea pămîntului ţării de distrugere, spre binele generaţiilor viitoare, cum se exprimă chiar el. „Sîntem datori a ne îngriji nu numai de aceea ce ne este prezinte, de lucruri care le avem în faţă, dar în aceeaşi linie trebuie să ne preocupe, să ne atragă atenţia orice se raportă la asigurarea şi ameliorarea stării generaţiilor viitoare, sîntem datori să păstrăm moştenirea, să o transmitem, dacă nu mai bună de cum am dobîndit-o, cel puţin în aceeaşi stare" (1, p. 5).

Atît cercetările teoretice, cît şi lucrările legate de practica ameliorării terenurilor degradate au continuat, adîncindu-se după 1900. În lucrările sale privitoare la Podişul Moldovei, Ion Simionescu descrie şi interpretează încă din 1903 (27) o serie de forme sub care se manifestă degradările de teren, pe care le consideră „răni ale pămîntului", pricinuite de nesocotinţa şi lăcomia omului, care a făcut defrişări unde nu trebuia şi şi-a orientat arăturile pe linia de cea mai mare pantă. El diferenţiază chiar mai multe forme rezultate de pe urma eroziunii şi a porniturilor, categorii care rămîn valabile pînă astăzi.

Sînt remarcabile de asemenea contribuţiile lui D. R. Rusescu, care, în legătură cu împăduririle artificiale, a cercetat mai de aproape problema fixării nisipurilor zburătoare din Cîmpia Dunării şi crearea perdelelor forestiere (26), putînd fi considerat prin această lucrare un precursor în combaterea secetei.

O lucrare importantă în legătură cu terenurile degradate este aceea a profesorului Gh. Ionescu-Şişeşti (17), în care se arată varietatea formelor de distrugere a terenurilor (prin acţiunea apei, prin acţiunea vîntului, prin fenomenele chimice în legătură cu sărăturarea solurilor etc.) şi posibilităţile de restaurare a pămînturilor degradate. Urmărind cauzele care au dus la distrugerea solurilor în ţara noastră („Pădurile s-au tăiat ca pretutindeni unde dăinuesc de veacuri în mod neîntrerupt aşezări omeneşti. *Păşunatul* s-a făcut foarte intensiv; agricultura fără nici o grijă de conservaţiune a solului" (17, p. 13)), autorul atrage în mod deosebit atenţia asupra grabei cu care lucrează eroziunea, prin exemple grăitoare de pe valea Ţopologului, valea Motrului ş. a.

Specialiştii din silvicultură au adus de asemenea unele contribuţii la fixarea nisipurilor zburătoare de la Hanu-Conachi şi din sudul Olteniei (C. Chiriţă) şi la eroziunea prin ravinare (Atanasie Haralamb).

Cercetările de teren ale geologilor şi geografilor au dat o atenţie mai mare proceselor de degradare a terenurilor prin eroziune, alunecări, prăbuşiri şi rostogoliri. Menţionăm printre ele lucrările lui C. Brătescu asupra torenţilor din depresiunea Cîmpulung-Muscel (1909); ale lui I. P. Voiteşti privitoare la prăbuşirile de teren de la Proviţa de Sus şi la alunecările de teren de la Poseşti (1915), lucrarea lui G. Macovei şi Gh. Botez privitoare la alunecările de teren din bazinul Rîmnicului (1914), precum şi cele ale lui G. Vâlsan, care dă o tratare de întreg asupra proceselor elementare de modelare a scoarţei terestre (29), ale lui Vintilă Mihăilescu, care urmăreşte procesele de pantă din împrejurimile Botoşaniului (1922), modul de formare a grohotişurilor de la Slănicul Moldovei (1938), alunecările de teren de la Nehoiaş pe Buzău (1939), Strîmbu în bazinul Ialomiţei (1942) şi altele dînd şi o primă clasificare a porniturilor de teren din ţara noastră (22).

După cel de-al doilea război mondial, datorită noilor posibilități de cercetare create oamenilor noștri de știință și interesului pe care organele superioare ale conducerii țării noastre l-au arătat acestei importante probleme a teritoriului, cercetările în acest domeniu s-au intensificat considerabil și s-au adîncit.

Mulțimea lucrărilor de teren apărute după 1945, extinse asupra unui foarte mare număr de ținuturi ale țării, nu ne mai îngăduie să le menționăm pe toate. Ele au trecut de la eroziune și alunecări, aflate mai mult în atenția cercetătorilor, și asupra unor noi forme de degradare: curgeri de noroi, tasări în loess, sufoziune etc. Au apărut și unele manuale, precum și lucrări de sinteză în legătură cu procesele de eroziune, menite să orienteze pe cercetători în complexitatea problemelor ce se pun. Facem o mențiune specială pentru lucrările inginerilor V. Băloiu (2), M. Moțoc și Fl. Trăşculescu (24) și pentru tratatul de pedologie generală al lui C. Chiriță (5), în care se analizează numeroase probleme direct sau indirect legate de tema ce urmărim în lucrarea de față.

Importantă este de asemenea și lucrarea lui Gh. Ionescu-Sișești și I. Staicu (18), în care se tratează și despre secetă și lupta contra ei (partea IX), eroziune și lupta contra ei (partea X), punerea în valoare și recuperarea pentru producție a terenurilor neproductive din România (partea XII).

Degradarea terenurilor și acțiunea de combatere a eroziunii din țara noastră. Dezvoltarea capitalismului a adus mari schimbări în economia țării noastre. Secolul al XIX-lea și cu deosebire cîteva decenii după pacea de la Adrianopol (1829), prin care se acorda Țărilor Românești libertatea comerțului cu alte țări, reprezintă trecerea pe scară largă de la creșterea vitelor, predominantă înainte vreme, la cultura cerealelor. Trecerea s-a făcut cu o repeziciune extremă. În opt decenii, de la 1837 pînă la 1916, arăturile s-au extins — numai în provinciile de la sud și est de Carpați — cu aproximativ 5 mil. ha. Această extensiune s-a făcut în mare parte în detrimentul pășunilor, dar și prin mari defrișări de păduri atît în cîmpie (fig. 2), cît mai ales în zona deluroasă, unde povîrnișurile mai puternic înclinate au început să fie distruse prin acțiunea șuvoaielor sau a porniturilor de teren.

Pătrunderea capitalurilor străine în exploatarea pădurilor țării noastre a reprezentat un alt factor determinant pentru dezlănțuirea degradărilor de teren. Aceasta s-a produs cu aceeași grabă ca și în ramura extracției petrolului. Condițiile avantajoase în care se obțineau perimetrele forestiere și cele de exploatare în bazine ușor accesibile, ieftinătatea forței de muncă din țara noastră și altele au făcut ca în ajunul primului război mondial aproximativ 70% din capitalul investit în industria forestieră și de prelucrare a lemnului să fie deținut de către societățile străine, care au distrus pădurile țării noastre. Cu toate că legea silvică din 1881 și mai apoi codul silvic din 1910 cuprindeau prevederi clare de conservare a pădurilor, de reîmpădurire a golurilor din perimetrele forestiere și a terenurilor neproductive, în scopul menținerii echilibrului în regimul apelor, în realitate exploatările forestiere eludau legile în vigoare prin felurite mijloace și manevre, astfel că sute de mii și chiar milioane de hectare de terenuri defrișate fără rînduiala cuvenită, s-au degradat prin eroziune, surpări, alunecări de teren etc. Rănile pămîntului s-au deschis, inundații catastrofale au

început a se semnala tot mai des în văile de sub munte (Topologul, Buzăul ş.a.), aducînd mari pagube economiei regiunilor respective. Faptele au atras luarea aminte a guvernelor, care au creat la 1889 un serviciu al împădăririlor şi corectării torenţilor. Serviciul s-a dovedit însă neputincios în faţa atotputerniciei

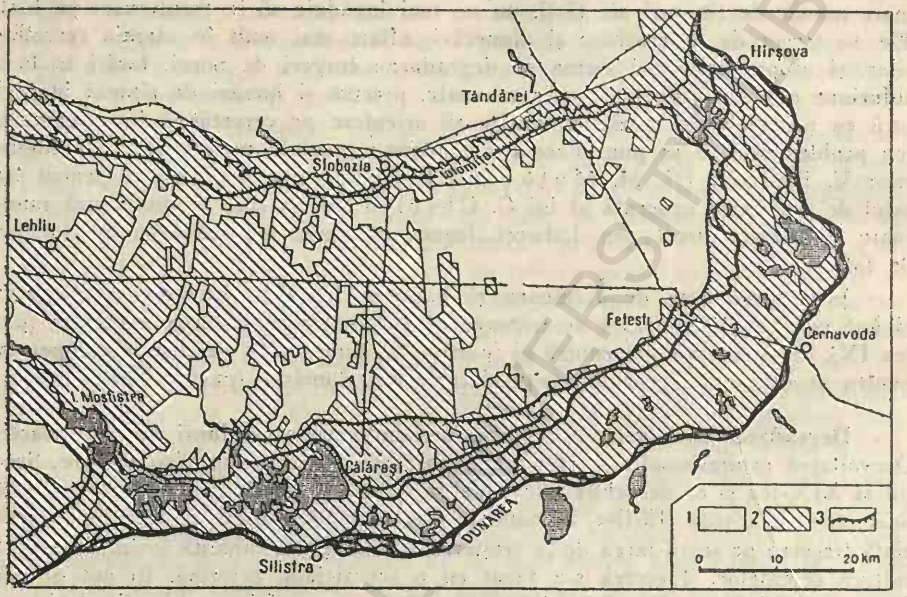


Fig. 2. — Extensiunea arăturilor şi păşunilor în Bărăgan la mijlocul secolului al XIX-lea (după Vintilă Mihăilescu). *1*, Zona arăturilor; *2*, zona păşunilor; *3*, povîrniş.

capitaliştilor, astfel că numai după cîţiva ani îşi încetă existenţa. Forţele naturii, dezlănţuite prin rapacitatea capitalurilor străine şi autohtone — care au stricat echilibrul ei milenar —, au rămas să lucreze păgubitor în voie.

O altă fază de intensă dezlănţuire a eroziunii şi alunecărilor a început după 1920, cînd, prin legea pentru crearea izlazurilor comunale, s-au defrişat circa 1,2 mil. ha de pădure. Supuse în genere unui păşunat iraţional, porţiunile situate pe povîrnişuri mai înclinate din zona dealurilor au căzut repede pradă şuvoaielor, astfel că, numai după un deceniu de la punerea în aplicare a acelei legi, sute de mii de hectare au fost denudate, dînd la iveală urîciunea terenurilor ravinate, spălate de sol, ajunse total sau parţial neproductive.

Ruinarea grabnică a pămînturilor ţării a impus chiar guvernelor burghezo-moşiereşti necesitatea de a lua unele măsuri pentru stăvilirea dezastrelor. În 1930 s-a votat legea pentru ameliorarea terenurilor degradate. De altfel, cu trei ani mai înainte s-a creat la Beiuş o direcţie a corectării torenţilor pentru trei sectoare din Munţii Apuseni (Beiuş, Bratca şi Brad), care a executat lucrări de consolidare şi de împădurire pe aproximativ 2 600 ha de terenuri, dînd rezultate

bune. Lucrările de ameliorare s-au extins în mai multe ţinuturi ale ţării, astfel că pînă în 1944 s-au executat 65 139 ha de împăduriri, 64 320 m³ de baraje, 487 000 m de gărduleţe, fascinaje şi împrejmuiri (13), ceea ce reprezenta totuşi foarte puţin faţă de întinderea considerabilă a terenurilor degradate din întreaga ţară.

Printre lucrările mai însemnate care s-au executat în vremea aceea, se pot menţiona cele din perimetrele de ameliorare de la Dobreşti şi Manga de pe văile Cîrcinovului, Stăneşti, Coşeşti de pe Rîul Doamnei şi de la Cîmpulung-Muscel, apoi pe valea Buzăului, pe valea Arieşului şi altele. Datorită lucrărilor executate, majoritatea ravenelor din aceste perimetre au fost stinse.

Adevărata operă de corecţie a torenţilor şi ameliorare a terenurilor degradate a început a se desfăşura sistematic numai în anii regimului democrat-popular. Modul hotărît în care Partidul Comunist Român şi guvernul ţării au trecut la lupta de stăvilire a eroziunii solului şi la ameliorarea terenurilor degradate, se vede dintr-o serie de documente de partid, dar cu deosebire din Raportul lui Gheorghe Gheorghiu-Dej la cel de-al VII-lea Congres al P.C.R.: „Din cauza despăduririlor prădalnice din trecut, a exploatării neraţionale a solului de către regimul burghezo-moşieresc, eroziunea solului a luat la noi în ţară o întindere mare în regiunile cu relief accidentat.

Din cauza procesului de eroziune, statul şi poporul muncitor pierd anual mari cantităţi de produse agricole. Eroziunea nu este un proces static, ci este în mers continuu, ameninţînd şi alte terenuri dacă nu se iau măsuri eficace. *Stăvilirea eroziunii şi restaurarea terenurilor erodate trebuie socotite ca o problemă de stat, iar rezolvarea ei va trebui să înceapă încă în cursul celui de al doilea plan cincinal*“ [1].

Numai lucrările executate în deceniul 1950—1959 au depăşit de peste zece ori totalitatea lucrărilor executate între 1930 şi 1944. Suprafaţa totală a terenurilor pe care s-au aplicat lucrări de conservare a solului însumează — după datele Direcţiei Centrale de Statistică — 732 400 ha, dintre care 674 000 ha pentru prevenirea eroziunii solului şi 58 400 ha pentru combaterea eroziunii solului. În cadrul celei de-a doua categorii au fost executate:

— amenajarea terenurilor erodate pentru plantaţii de vii şi pomi 15 000 ha
— ameliorarea păşunilor erodate . . . . . 22 400 „
— perdele antierozionale şi de protecţie a cîmpului . . . . . 3 600 „
— plantaţii masive de terenuri puternic erodate . . . . . 5 300 „
— combaterea eroziunii de adîncime pentru apărarea terenurilor agricole . . . . . 12 100 „

Mari lucrări de acest fel s-au executat în bazine de interes hidroenergetic (ca de exemplu pe valea Bistriţei), pentru corecţia torenţilor care periclitează arterele de comunicaţie (pe valea Prahovei, pe valea Oltului, la Clisura Dunării, pe valea Jiului etc.), pentru apărarea unor mari unităţi industriale, a căilor ferate, a aşezărilor omeneşti, a terenurilor de cultură etc. Importante realizări

[1] Gh. Gheorghiu-Dej, *Articole şi cuvîntări, 1955—1959*, Bucureşti, Edit. politică, 1959, p. 101.

s-au obţinut în sectorul agricol, la noile plantaţii de vii în terase la Valea Călugărească, Drăgăşani, Odobeşti, Ştefăneşti lîngă Piteşti etc. sau la plantarea pomilor fructiferi din regiunile Argeş, Ploieşti etc. La cifrele de mai sus trebuie adăugate peste 300 000 ha de terenuri ameliorate prin îndiguiri şi desecări.

Cu toate că vasta acţiune de ameliorare a terenurilor degradate executate în ultimul deceniu a remediat situaţia unor întinse suprafeţe din cuprinsul ţării noastre, acţiunea trebuie continuată în acelaşi ritm şi cu aceeaşi grijă ani şi chiar decenii, pe de o parte deoarece mai sînt încă multe terenuri care aşteaptă să fie valorificate şi redate producţiei, pe de altă parte întrucît, în unele dintre ţinuturile în care au fost deja aplicate ameliorări, degradările ajunseseră atît de departe (ca de exemplu în Vrancea, în sudul Munţilor Apuseni etc.), încît nu pot fi remediate de la prima încercare, rigorile naturii silind pe ameliorator să revină mereu pînă la restabilirea unui echilibru necesar menţinerii lucrărilor executate.

Un vast program de lucru aşteaptă astfel pe amelioratorii din ţara noastră. Pentru a face faţă acestuia, ei trebuie să se înarmeze cu toată experienţa trecutului şi cu toate cunoştinţele la care au ajuns ştiinţa şi tehnica ameliorării terenurilor degradate.

Lucrarea de faţă îşi propune nu numai să sistematizeze cunoştinţele pe baza celor mai noi cuceriri ale ştiinţei în legătură cu procesele care duc la diferite forme de degradare a terenurilor, ci mai ales să dea o vedere cît mai reală a fenomenelor în interdependenţa lor, aşa cum apar şi se dezvoltă în natură. În lucrarea de faţă degradările de teren sînt considerate ca procese ale naturii încadrate în evoluţia generală a modelării scoarţei terestre, de proporţii mai mari acolo unde echilibrul forţelor naturii a avut de suferit de pe urma intervenţiei nechibzuite a omului. Ea consideră că măsurile ce se iau pentru a împiedica desfăşurarea acestor fenomene în forma unor calamităţi nu pot opri mersul normal al proceselor naturii. Ele nici nu trebuie să se opună legilor naturii, ci dimpotrivă, bazîndu-se pe o profundă cunoaştere a acestor legi, amelioratorul trebuie să-şi croiască lucrările lui în aşa fel încît ele să se înmănuncheze cît mai bine în ansamblul desfăşurării naturale a fenomenelor, să se muleze pe acestea, astfel încît să formeze laolaltă un întreg armonios.

Cunoscînd şi aplicînd legile naturii în lucrările pe care le face, practicianul îşi capătă un puternic aliat în natura însăşi. Punîndu-se împotriva legilor naturii, construcţiile rezultate riscă să nu-şi atingă scopul şi chiar să fie distruse, căci natura, oricît de puternic ar fi transformată de om, continuă să lucreze tot după legile ei şi a nu ţine seama de caracteristicile acestora înseamnă de fapt a acţiona împotriva întregii ambianţe în care se plasează lucrarea executată.

Nu trebuie să neglijăm că, dacă pe alocuri eroziunea se dezlănţuie în forme păgubitoare, în alte părţi ea lucrează încet, aproape nesimţită. Nu trebuie să neglijăm de asemenea că eroziunea şi întregul ansamblu de procese ale modelării lucrează pretutindeni, nefiind cruţată nici o fărîmă a uscatului din calea acestor procese. Adevăratul sens al problemei este să nu ne opunem legilor naturii, ci, dimpotrivă, să transpunem teritoriile aflate în suferinţă prin desfă-

şurarea prea viguroasă a proceselor de denudare în situaţia în care se află acele teritorii în care natura lucrează calm, aproape imperceptibil.

Iată de ce numai cunoaşterea principiilor şi legilor după care acţionează natura, poate da practicianului perspectiva justă şi puterea de a stăpîni şi dirija el forţele naturii. Această integrare a diferitelor procese care duc la degradarea terenurilor în ansamblul fenomenelor de modelare a scoarţei tereste şi în firul lor evolutiv, cercetate şi cunoscute de geomorfologie, trebuie să fie mereu prezente în mintea amelioratorului, constructorului şi specialiştilor în sistematizări regionale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. II. NOŢIUNI PRELIMINARE

Oamenii de ştiinţă şi practicienii înaintaţi nu se mai îndoiesc, în genere astăzi, că lucrările legate de teritoriu trebuie bine fundamentate prin cunoaşterea cadrului geografic în care urmează a se plasa şi că studierea acestui cadru în toată complexitatea lui constituie obiectul unei anumite ştiinţe, geografia fizică. Numeroase exemple au arătat că ignorarea mediului geografic în lucrările de transformare a naturii sau de organizare a teritoriului (care nu e de fapt decît tot o transformare a naturii) poate duce la consecinţe grave. Experienţa în domeniul agriculturii a arătat deseori că nesocotirea condiţiilor naturale poate crea mari neajunsuri atît în repartiţia teritorială a culturilor, cît şi prin faptul că poate determina reducerea productivităţii ; ea îndepărtează de asemenea de la o bună orientare a specializării teritoriale în cultura plantelor sau în creşterea animalelor. Există numeroase exemple care arată cum ignorarea cadrului geografic a dus la prăbuşirea sistemului de asolamente, la înmlăştinirea pămînturilor fertile din cauza remului apelor curgătoare, la salinizarea solurilor ca urmare a irigaţiei excesive, la eroziunea solurilor din pricina cultivării versanţilor prea înclinaţi etc. (20).

În prezent, în majoritatea ţărilor se desfăşoară o vastă acţiune de a pune la baza tuturor lucrărilor de teren (nu numai de îmbunătăţiri funciare, dar şi construcţii de drumuri moderne, de hidrocentrale, de noi oraşe şi unităţi industriale etc.) cercetările geografice. Începe chiar a se diferenţia o ramură specializată pentru asemenea lucrări — *geografia aplicată,* care în multe ţări capătă în mod oficial rolul de a orienta lucrările din acest domeniu.

Cunoaşterea complexului de elemente naturale a căror îmbinare constituie acea sinteză ce se numeşte *peisaj geografic* sau *landşaft* trebuie să stea, aşadar, la baza lucrărilor de transformare a naturii. Specialistul care vrea să modifice în mod raţional una sau mai multe componente ale naturii dintr-un anumit teritoriu trebuie să ştie de mai înainte — pe baza acestor cunoştinţe — cum se vor schimba toate celelalte componente. Una dintre noţiunile asupra cărora trebuie deci să ne oprim mai întîi este aceea de peisaj geografic.

Peisajul geografic. Natura nu este simplă chiar în ţinuturile cu aparenţele celei mai mari monotonii ; ea este complexă şi se află în continuă transformare. Materialismul dialectic arată că natura nu este o acumulare întîmplătoare de obiecte şi fenomene izolate şi independente unele de altele, ci un întreg unitar şi coerent, în care obiectele şi fenomenele sînt organic legate între ele, depind unul de altul şi se condiţionează reciproc. Iată pentru ce nici un fenomen al naturii nu poate fi înţeles dacă se cercetează izolat, desfăcut din întregul din care face parte.

Dar tocmai această îmbinare de elemente şi fenomene ale naturii care se condiţionează reciproc capătă expresie exterioară în ceea ce s-a numit mai de mult *peisaj geografic.* În felul acesta noţiunea de peisaj geografic înseamnă

— spre deosebire de „peisaj" pur şi simplu — nu o privelişte, un aspect de suprafaţă, ci rezultatul interacţiunii diverselor elemente şi fenomene geografice care se condiţionează reciproc într-un ţinut oarecare.

Noţiunea de peisaj geografic, în înţelesul de complex teritorial unitar sub raport genetic, ca urmare şi ca aspecte exterioare, unitate rezultată din intercondiţionarea elementelor componente (relief, structură geologică, climat local, ape de suprafaţă şi subterane, înveliş vegetal, soluri etc.), s-a definit mai clar în geografie în perioada dintre primul şi al doilea război mondial.

După cel de-al doilea război mondial, teoria peisajului geografic şi cercetările legate de acesta au luat o mare dezvoltare în numeroase ţări tocmai datorită importanţei teoretice şi practice a acestei probleme. Noţiunea aceasta este privită prin dublul ei aspect de: a) *unitate teritorială* mărginită de limite naturale, posedînd trăsături proprii care o deosebesc de alte unităţi teritoriale, şi b) *categorie tipologică*, analogă speciei din biologie, deci ca o idee generalizată despre totalitatea trăsăturilor asemănătoare, proprii unui anumit grup de complexe teritoriale concrete, cu unele diferenţieri, dar şi cu trăsături comune[1] care le fac să poată fi grupate la un loc (20).

În accepţia peisajului geografic ca un sistem material de corpuri şi fenomene reciproc legate şi tipic exprimate pe un anumit teritoriu, principalele lui componente, relieful, climatul local, reţeaua de ape, solurile şi biocenozele se îmbină felurit între ele, dînd naştere la diferenţieri care imprimă originalitatea fiecărui peisaj geografic. Sub acest raport se poate afirma chiar că peisajul geografic este nerepetabil în toate trăsăturile lui caracteristice, deci că nu se mai poate întîlni întru totul identic nicăieri pe faţa pămîntului.

Prin însuşi conţinutul său complex, peisajul geografic poate fi subîmpărţit, în raport cu gradul de complexitate al elementelor lui constitutive, în porţiuni teritoriale mai restrînse de omogenitate mai mare. Au fost recunoscute în mod unanim trei grade de subdivizare a acestuia, care, în ordine descrescîndă, sînt: *sector, domeniu* şi *facies*. Cel mai mic dintre acestea, faciesul de peisaj, care are un relief uniform, cuprinde o singură rocă sau aceeaşi succesiune de roci, un topoclimat unitar, un singur tip de sol şi numai o singură biocenoză. Mai scurt exprimat, un facies de peisaj reprezintă o geocenoză şi o biocenoză aflate într-un anumit raport una faţă de cealaltă. În gradaţiile superioare, caracteristicile rezultă din îmbinări ale acestor elemente simple. Oricum, dacă *peisajul geografic* este original şi nerepetabil, *domeniile* şi *faciesurile* nu mai sînt originale şi se pot repeta în interiorul aceluiaşi sector, deoarece deosebirile individuale dintre două domenii sau dintre două faciesuri sînt mai mici decît între două peisaje oricît de apropiate prin caracteristicile lor (20).

Unitatea şi coeziunea peisajului geografic rezultă din dezvoltarea contradicţiilor lui interne şi din primirea unor influenţe din afară. Contradicţiile interne se datoresc interacţiunii componenţilor peisajului geografic ce se manifestă diferit în raport cu particularităţile fiecăruia dintre ei, precum şi cu faptul că unii dintre aceştia pot fi accelerati sau frînaţi în dezvoltarea lor prin înrîuriri din afară. Toate acestea fac să iasă la iveală viteze diferite de formare în cuprinsul peisajului geografic. Iată pentru ce putem observa în limitele acestuia unele decalări

[1] La elaborarea unei asemenea generalizări, particularităţile fiecăruia dintre componentele regionale se lasă la o parte şi se scot în evidenţă trăsăturile comune, aşa cum se procedează în biologie pentru caracterizarea speciei.

în ritmul dezvoltării sale interioare. Alături de trăsăturile actuale putem surprinde şi unele *relicte* păstrate din stadii precedente sau altele *progresiste* care au luat-o înaintea celorlalte, indicînd oarecum tendinţele de dezvoltare ale unor noi particularităţi ale peisajului geografic.

Trebuie să subliniem de asemenea faptul că peisajul geografic este un teritoriu *omogen din punct de vedere genetic* şi că prin aceasta el este mai stabil, luat în întreg, decît părţile lui componente. Aceste consideraţii stau la baza stabilirii vîrstei peisajului geografic[1] şi a urmăririi ritmicităţii sezoniere ce se desprinde din evoluţia lui generală.

Clasificarea peisajelor geografice se poate face pe *bază regională*, diferenţiind complexe sau grupe de complexe teritoriale, după cum se poate face şi pe *bază tipologică*, prin diferenţierea unui număr limitat de tipuri de peisaj caracteristice, neindividualizate teritorial. În cadrul clasificării regionale s-au diferenţiat încă din 1958 următoarele gradaţii taxonomice : ţară-zonă, provincie, district şi subdiviziuni mai mici. În cadrul clasificaţiei tipologice s-au diferenţiat categoriile arătate mai sus, între care *domeniile* şi *faciesurile* sînt cele mai expresive şi mai intens folosite.

Primul dintre aceste sisteme de clasificare stă la baza împărţirii în regiuni naturale şi subdiviziuni ale acestora ; al doilea prezintă totuşi un mult mai mare interes teoretic şi practic : teoretic prin sintezele la care poate da naştere, practic prin aceea că înlesneşte aplicarea unor măsuri administrative (aplicate la cîteva tipuri generalizate de peisaj geografic, în locul a nenumărate regiuni geografice concrete).

Este greşită ideea că, prin modificări însemnate aduse peisajelor naturale de societatea omenească, acestea ar putea să dispară. În privinţa aceasta se poate spune pe bună dreptate că zonele de peisaj geografic există obiectiv pe glob, indiferent de voinţa oamenilor. Societatea omenească poate executa orice transformare în natură, ea poate schimba peisajele „naturale" în „cultivate", însă din această cauză zonele de peisaj geografic nu dispar.

Din cele arătate se poate vedea că dată fiind complexitatea peisajului geografic, întocmai ca într-un acord muzical unde e suficientă modificarea unui singur sunet, pentru ca ansamblul să creeze o altă imagine, schimbarea unui singur component aduce după sine o modificare esenţială a întregului. Aplicînd şablon măsurile ce trebuie luate pentru organizarea teritoriului sau pentru ameliorarea terenurilor degradate, aşa cum se obişnuieşte adesea, ignorînd complexul natural al locurilor în care se situează, înseamnă a construi artificial, în afara naturii ; numai întîmplător lucrările executate se identifică cu condiţiile naturale locale, îndeplinindu-şi rostul pentru care au fost construite. Adesea ele nu îşi ating scopul, pot fi distruse cu uşurinţă sau chiar, ceea ce e şi mai grav, pot ajunge cauză a unor manifestări păgubitoare pentru întreaga unitate teritorială.

Geografului fizician îi revine rolul de a lămuri particularităţile specifice ale fiecărui complex teritorial, deosebirile esenţiale faţă de alte unităţi de acelaşi grad taxonomic şi raporturile de reciprocitate în care se găsesc, dinamica lor

[1] *Omogenitatea genetică* a peisajului geografic rezultă din căile generale pe care s-a dezvoltat şi nu din simpla contemporaneitate a componenţilor lui. *Vîrsta* lui se socoteşte din momentul individualizării actualei sale structuri geografice.

internă, istoria și tendința dezvoltării lor. Numai după lămurirea acestui minim de probleme se poate interveni cu eficacitate în transformarea naturii din regiunea respectivă, chiar dacă prin această transformare înțelegem una dintre cele mai simple lucrări de ameliorare a terenurilor sau de organizare a lui. Deci integrarea acestor lucrări nu numai în legile generale de dezvoltare a peisajelor, dar cu deosebire în dinamica și evoluția specifică a teritoriului luat în cercetare, devine astfel indispensabilă. Căci nu trebuie să pierdem din vedere niciodată că activitatea economică a omului nu se desfășoară în *mediul geografic în genere*, ci într-un *mediu geografic concret*.

Importanța teoretică și practică a acestor studii s-a dovedit în vremea din urmă atît de mare, încît în unele țări s-a și trecut la măsuri de organizare de mari proporții în această privință.

Dacă chiar și o simplă descriere de peisaj geografic poate fi prețioasă, constituind „cheia de bază a materialului de observații", „fundamentul oricărui studiu geografic cu adevărat științific", iar pentru specialiștii din producție un adevărat îndreptar (20), cartografierea peisajelor geografice are o însemnătate și mai mare. Întrucît harta respectivă îmbină la un loc elementele complexului care constituie peisajul geografic și scoate la iveală trăsăturile lui cele mai caracteristice ce alcătuiesc fondul însuși al particularităților regiunii respective, ea capătă o aplicație tot mai largă.

Sub raport științific, hărțile de peisaj geografic reprezintă o importantă bază pentru generalizările teoretice în domeniul geografiei fizice. Numai cu ajutorul unor astfel de hărți se poate trece la studiile staționale (de exemplu forestiere) și numai pe baza lor se poate rezolva științific problema clasificării complexelor naturale, ori se poate trece la regionarea fizico-geografică a teritoriilor.

Sub raport practic, valoarea acestor hărți este și mai mare. De fapt orice hartă de complexe teritoriale are o valoare economică și, chiar construită fără un scop practic, ea poate avea o aplicație multilaterală. Ea poate sta la baza lucrărilor de sistematizare a fondului funciar, de ameliorare a terenurilor degradate, de creare a zonelor de specializare în agricultură, de planificare locală etc. Stă de asemenea la baza întocmirii cadastrului funciar, la studierea solului, la lucrările de desecare a mlaștinilor, la împăduriri, la crearea sistemelor de irigație etc.

În ultima vreme se deschid noi perspective de folosire practică a unor asemenea hărți: în prospectarea mineralelor utile cu ajutorul hărții tipurilor de faciesuri ce dă posibilitatea stabilirii aureolelor secundare de diseminare a elementelor chimice, în descifrarea celor mai recente mișcări neotectonice prin studierea malurilor lacurilor de acumulare și a zonelor marine de mică adîncime, la stabilirea provinciilor biochimice normale și anormale (de exemplu cele de insuficiență fiziologică) etc.

Așa fiind, toate lucrările și construcțiile ce au o bază teritorială căreia urmează să i se aducă oricît de neînsemnate modificări, în una sau mai multe dintre elementele constituente ale peisajului geografic, trebuie să țină neapărat seamă de echilibrul ansamblului în care se află complexul natural respectiv.

Clasificarea formelor de relief. Pentru delimitarea și caracterizarea regiunii în care urmează a se executa lucrări de ameliorare a terenurilor degradate, de corecție a torenților, de sistematizări regionale în scopuri urbanistice și de orga-

nizare a teritoriului în scopuri agricole etc., trebuie să se ţină seama, între celelalte elemente ale complexului natural, în primul rînd de relief, căci formele elementare de relief se îmbină între ele în aşa fel încît formează complexe morfologice de grade superioare, ce se reazemă pe o fundamentare genetică în care specialiştii amelioratori şi chiar geografii simt nevoia unei orientări ştiinţifice.

Una dintre primele împărţiri ale formelor de relief, apărută după 1930, a folosit drept criteriu de bază dimensiunile relative ale acestor forme. Această clasificare recunoştea următoarele grupe: 1) megarelieful, 2) macrorelieful, 3) mezorelieful şi 4) microrelieful. O calitate neîndoielnică a acestei împărţiri fiind simplitatea, ea a reuşit să se răspîndească repede. Fiind însă o împărţire pur formală, arbitrară, şi dovedindu-se nesatisfăcătoare din punct de vedere ştiinţific, a fost ulterior părăsită.

S-au încercat şi alte clasificări ale formelor de relief, care însă nu s-au putut răspîndi fiind defectuoase. Astfel Schmithenner recunoaşte trei categorii de forme: *cîmpiile* (de felul Cîmpiei Ruse, Cîmpiei Nord-Americane, ori a unor cîmpii înalte ca Gobi, Tarim ş.a.), *pragurile* cu forme neregulate (ca în Cîmpia Nord-Europeană) şi *catenele muntoase*. Alţi cercetători împart formele de relief în mai multe categorii: lanţuri muntoase, munţi reziduali, cîmpii tabulare (de felul celei a Europei estice), cîmpii de acumulare (ca Siberia apuseană) şi ţinuturi vulcanice.

Principala obiecţie ce s-a adus acestor clasificări se referă la lipsa de fundamentare genetică.

Simplă şi logică este împărţirea — avînd la bază criterii geotectonice — făcută de A. D. Arhanghelski, care diferenţiază două structuri fundamentale: *geosinclinalul* (depresiune cu predominarea sedimentării, zonă de mare mobilitate, vulcanism intens) şi *platforma* (tabulară, stabilă). Cu toate că această clasificare nu aduce o diferenţiere suficientă în legătură cu formele de relief, ea rămîne valabilă prin baza ei tectonică şi se mai foloseşte sub această perspectivă şi astăzi.

Pornind de la o schiţare de criterii genetice, geograful american O. D. Engeln a dat în 1942 o altă clasificare a reliefurilor, şi anume: 1) forme de amploarea continentelor şi oceanelor; 2) forme legate de manifestări tectonice: geosinclinale, geanticlinale, platforme, anticlinale şi sinclinale, horsturi şi grabene; 3) forme legate de acţiunea proceselor de denudaţie: văi, depresiuni etc. (9). Cu toate că această clasificare a făcut un însemnat pas înainte prin sprijinirea ei pe criterii genetice, i s-a adus obiecţia că reuneşte în aceeaşi grupă (mai ales în cea de ordinul doi şi chiar şi trei) forme de ranguri prea diferite, prin separarea lor clară.

Căutînd să remedieze neajunsurile arătate, alţi geografi au dat la iveală noi clasificări, între care unele (11) recunosc trei categorii de forme de ordin diferit: ordinul întîi cuprinzînd *formele de geotectură*, în grupul cărora intră continentele şi oceanele; ordinul doi în care intră *formele de morfostructură*, de felul lanţurilor de munţi, podişurilor, cîmpiilor etc., iar ordinul al treilea reuneşte *formele de morfosculptură*, de felul văilor, depresiunilor, horsturilor etc.; altele au detaliat această schemă (8), (25).

Contopind unele grupe insuficient diferenţiate ale acestor scheme, sistematizînd şi detaliind subdiviziunile acestora, mai ales în ultimele două categorii care

interesează direct problemele modelării reliefului, s-a ajuns la următoarea împărțire (7) :

1. *Formele mari, planetare* cuprind blocurile continentale și depresiunile oceanice, a căror geneză — geotectura generală a pămîntului — este legată de

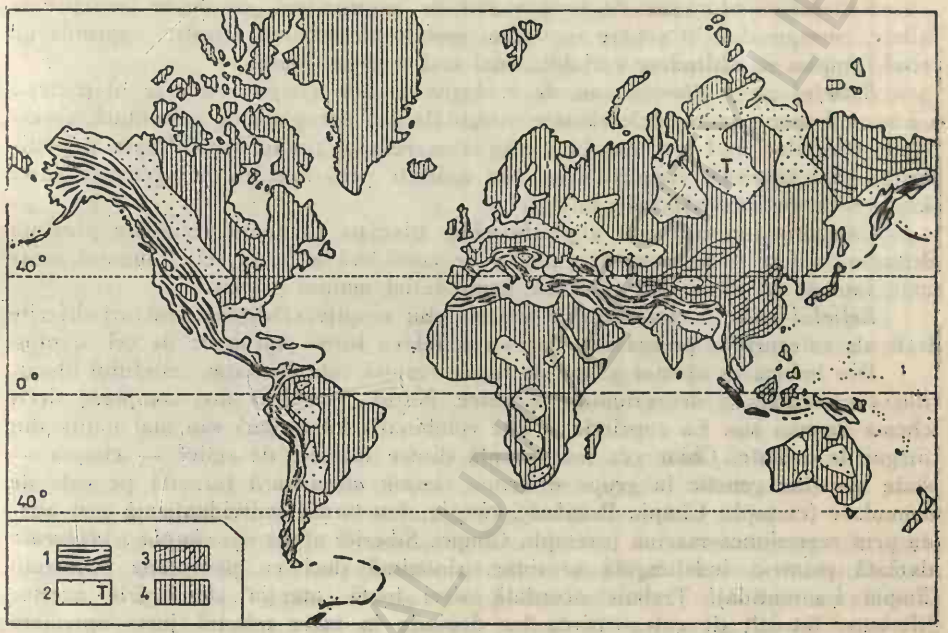


Fig. 3. — Ariile de relief tectogen (după M. Derruau). *1*, Relief muntos ; *2*, depresiuni, în general ; *T*, depresiuni de vîrstă primară ; *3*, forme de tranziție între socluri și relieful muntos ; *4*, socluri rigide.

forme cosmice și planetare (de exemplu : gravitație, mișcare de rotație ș.a.). Conform ipotezelor admise în prezent, aceste trăsături de relief par să se fi individualizat din cele mai vechi perioade ale istoriei geologice a pămîntului, și anume din precambrian sau chiar mai dinainte, și au continuat să se dezvolte în perioadele ulterioare. Primordial, învelișul *sial* se prezenta ca o zonă geosinclinală unitară. Ulterior, în fazele de orogeneză — adică de încrețire a scoarței superficiale terestre — părți din acest geosinclinal s-au cutat, ridicîndu-se deasupra nivelului general al apelor, dezvoltîndu-se treptat pe de o parte *blocurile continentale*, pe de altă parte, prin scufundări, *depresiunile oceanice*. Dar aceste trăsături mari ale reliefului terestru, care prezintă interes pentru geotectonică și geofizică, prezintă pentru geografia fizică doar o însemnătate teoretică relativă și nu au legături directe cu problemele la care ne referim în lucrarea de față.

2. *Formele tectogene* cuprind relieful creat sub acțiunea forțelor endogene, între care mișcările tectonice au un rol hotărîtor. Aceste elemente ale *morfostructurii*, cum s-au mai numit, sînt cele ce dau liniile mari ale reliefului blocurilor continentale și ale fundului depresiunilor oceanice și marine (fig. 3) : lanțuri de

munţi, podişuri, cîmpii, platforme continentale etc. Aceste forme constituie obiectul de predilecţie al geomorfologiei şi interesează lucrarea de faţă în măsura în care duc la diferenţieri zonale ale proceselor de modelare a reliefului şi a degradărilor de teren. Luînd ca bază criteriul morfologic, îmbinat cu cel oferit de structură, se pot deosebi patru grupe ale formelor tectogene :

Relieful muntos sau *de orogen* sau *de geosinclinal,* cu strate încreţite şi faliate, corespunzînd în genere regiunilor mobile ale scoarţei terestre, cuprinde un relief complex de altitudine variabilă, însă mai frecvent înaltă.

Relieful de platformă sau *de cratogen* ori *de cîmpie,* cum se obişnuieşte a i se mai spune, cu stratele rămase orizontale sau apropiate de orizontală, corespunde cîmpiilor cînd a rămas la o altitudine redusă, ţinuturilor colinare şi podişurilor cînd regiunile respective au fost înălţate prin mişcări epirogenetice (deci simplă ridicare fără deformări laterale).

Categoria intermediară, a platformelor nivelate în munţi reziduali, prezintă altitudini reduse şi nivelare accentuată. Se consideră a fi un relief muntos moştenit, faţă de cel din prima categorie numit relief muntos primar.

Relieful vulcanic este datorit materialului eruptiv clădit în structuri diferite decît ale categoriilor precedente, deşi ca relief cu forme apropiate de cel muntos.

Din îmbinarea acestor grupe de forme rezultă complexitatea reliefului blocurilor continentale şi depresiunilor oceanice. Natura este însă mai complexă decît schema de mai sus. Ea cuprinde şi alte combinaţii între două sau mai multe din categoriile arătate. Chiar cea mai simplă dintre formele de relief — cîmpia — poate aparţine genetic la grupe diferite : *cîmpia aluvionară* formată pe cale de acumulare (exemplu Cîmpia Română), *cîmpia structurală* individualizată mai adesea prin regresiunea marină (exemplu Cîmpia Siberiei apusene), *cîmpia sculpturală* nivelată printr-o îndelungată eroziune, sinonimă deci cu peneplena (exemplu Cîmpia Laurentidă). Trebuie acordată deci toată atenţia descifrării acestor diferenţe, întrucît de categorisirea lor depinde în mare măsură justa apreciere asupra reliefului, genezei şi evoluţiei lui, de care au nevoie specialiştii pe teren.

3. *Relieful exogen* este cuprins de către unii geomorfologi sub denumirea de „forme de relief suprapuse", deoarece ele sînt detalii ale formelor din categoria precedentă, sînt elemente de *morfosculptură* şi se datoresc distrugerii sau ruinării prin procese de denudaţie a neregularităţilor mai mari ale scoarţei terestre create prin acţiunea forţelor endogene. Factorii care contribuie la această ruinare sînt *agenţii externi* ai atmosferei, hidrosferei şi biosferei. Ei sînt numeroşi şi feluriţi în modul cum lucrează, de unde şi marea varietate a formelor de relief din această categorie : văi, tăpşane piemontane, martori ai eroziunii fluviale sau eoliene, coline morenaice etc. De aceste forme de relief care constituie obiectul principal de studiu al morfologiei, ne vom ocupa mai de aproape, fiind strîns legate de lucrările ameliorative, construcţii, sistematizare regională etc.

După agenţii externi precumpănitori în opera de modelare a scoarţei, se pot deosebi mai multe subgrupe de forme ale reliefului exogen : *fluviale, glaciare, eoliene, marine.* La făurirea fiecăreia dintre aceste categorii de forme, denudaţia lucrează prin eroziune, transport şi depunere. Rezultă prin urmare la fiecare dintre ele : *forme de eroziune,* ca văile fluviale, circurile glaciare, cîmpurile cu yardang, platformele de abraziune, asupra cărora acţionează direct agenţii respectivi ; forme care dovedesc *transportul* materialelor rupte prin eroziune (ca de exemplu bolovanii şi pietrişul din albia rîurilor, morenele, plajele marine etc.) şi

formele de acumulare — efectul depunerii materialului detritic rezultat din distrugere și transport (de exemplu prispele piemontane, șiruri morenaice, dunele, cordoanele litorale etc.).

La cele patru subgrupe de mai sus ale reliefului exogen, se mai pot adăuga încă două, de importanță mai redusă, și anume: *relieful de gelivație*, datorit înghețului și dezghețului periodic al apei din golurile rocilor, și *relieful de infiltrație*, format sub acțiunea apelor subterane.

Ca întindere, aceste forme de relief prezintă dimensiuni foarte variabile: o vale poate avea doar cîțiva kilometri sau sute de kilometri lungime, morenele terminale pot alcătui un depozit de cîteva zeci de metri sau de sute de kilometri, cum este dubla linie finlandeză Salpausselka ș.a.m.d.

O caracteristică a reliefului exogen este faptul că în răspîndirea lui el se subordonează zonalității naturale, adică se află în strînsă legătură cu ceilalți factori ai mediului geografic și îndeosebi cu *clima*. Se poate spune pe drept cuvînt că acțiunile care dau naștere la aceste forme de relief poartă în mare parte pecetea climei, întrucît același agent denudator — apa curgătoare de exemplu — poate lucra viguros sub înrîurirea unui tip de climă, ori poate fi frînat pînă la anihilare sub alte tipuri de climat. Iată pentru ce diferențierea tipurilor de relief trebuie să țină seamă de zonele climatice sub care se formează.

Astfel repartiția teritorială a principalelor subgrupe ale reliefului exogen este în linii mari următoarea:

Relieful glaciar activ, este caracteristic zonelor polare și munților înalți, unde temperatura medie anuală se menține sub zero grade, iernile sînt lungi pînă la trei sferturi din an, astfel că acțiunea apei curgătoare este anihilată.

Relieful fluviatil sau hidroenergetic este întîlnit în zonele temperată, subtropicală și ecuatorială, unde condițiile de climă (înghețul necunoscut sau limitat la un interval relativ scurt de timp, precipitații suficiente) dau apei curgătoare întîietate față de ceilalți agenți externi, putînd să lucreze ca *pluviodenudație* (direct prin ploi), *eroziune torențială* (prin scurgerea apelor temporare) sau *eroziune fluviatilă* propriu-zisă (legată de rețeaua apelor curgătoare permanente).

Relieful eolian capătă caracter predominant în ținuturile cu climate aride, în pustiuri, unde alți agenți exogeni (apa curgătoare, gheţarii etc.) sînt absenți, iar vîntul, ajutat de uscăciune, care înlătură și vegetația, rămîne să lucreze în cea mai mare parte a timpului singur.

Relieful marin, avînd ca factor genetic apele mării în mișcare (valuri, maree, curenți litorali), se limitează la fîșii înguste de-a lungul țărmurilor. Relict, el se poate întîlni și mai departe în interiorul uscatului, putînd servi la definirea vechilor linii de țărm.

Relieful de infiltrație și cel *de gelivație* se întîlnesc mai frecvent în zone de tranziție, și anume: primul în stepe și deșerturi, făcînd trecerea între relieful fluviatil și cel deșertic (eolian); cel de-al doilea între relieful glaciar și cel fluviatil, unde înghețul și dezghețul se succedă într-o relativ lungă perioadă a anului.

4. *Formele elementare de relief* sau microrelieful reprezintă detalii ale formelor din grupa precedentă, cum ar fi: un grohotiș, o ravenă, microrelieful albiei majore, crovurile, dolinele etc. Genetic se leagă tot de procesele exogene, dar, date fiind dimensiunile lor, un rol destul de mare revine proceselor legate de particularitățile rocilor (procese endolitogene). De cele mai multe ori, formele

elementare de relief rezultă de pe urma acţiunii unui singur agent denudator (de exemplu ogaşul datorit eroziunii apelor de şiroire, yardangurile datorite coraziunii etc.) şi numai rareori rezultă din conlucrarea mai multor agenţi denudatori (de exemplu anumite forme biogene grefate peste altele fizico-geografice etc.).

Formele elementare de relief se datoresc unor procese exogene diferite; astfel procesele de dezagregare-alterare dau grohotişuri, blocuri de piatră, tundre pătate etc.; porniturile creează relieful de surpare, de alunecări, forme de solifluxiune, curgeri noroioase etc.; de pe urma acţiunii apelor curgătoare rezultă ravene, conuri de dejecţie, chei, marmite, terase etc.; acţiunea gheţarilor dă naştere la roci mutonate, *ôsar*, *drumline* etc.; procesele eoline scot la iveală *yardanguri*, barcane, dune etc., iar acţiunea apelor subterane peşteri, ponoare, doline, sohodoluri ş.a.m.d.

În raport cu fiecare dintre aceste acţiuni climatice şi într-o măsură aproape egală, acţiunea vegetaţiei poate fi determinantă. Iată pentru ce repartiţia teritorială a formelor elementare de relief este şi mai strîns legată de zonalitatea complexelor naturale decît cea a reliefului din grupa precedentă. Schimbări aduse în vegetaţia unui ţinut pot deseori dezlănţui sau curma dezvoltarea acestui proces. De aceea schimbarea folosinţei solului sau măsurile de organizare a teritoriului pot fi de multe ori determinante în evoluţia acestor forme elementare de relief. Se explică de ce ele interesează în cel mai înalt grad pe ameliorator, constructor, sistematizator etc.

Se observă astfel cît de mare este varietatea formelor de relief din ultimele două grupe (exogene în genere şi elementare în special). Uneori agenţi diferiţi creează forme asemănătoare (de exemplu grohotişurile pot rezulta de pe urma dezagregării prin insolaţie, din procesele de îngheţ-dezgheţ, ori de pe urma ablaţiei). De asemenea, acelaşi agent poate crea, în condiţii diferite de climă ori de rocă, forme diferite.

Eroziunea accelerată. Prin eroziune, în sensul larg al cuvîntului, se înţelege nu numai eroziunea prin apă şi vînt, ci şi cea produsă de gheţari şi apele mărilor, precum şi de dezagregări şi chiar o mare parte dintre porniturile de teren [1]. În întregul ei eroziunea trebuie privită ca un proces neîntrerupt, rezultat din interacţiunea factorilor naturali în zona de interferenţă a celor patru învelişuri terestre. Privită sub această perspectivă, eroziunea se prezintă ca un proces natural firesc ce tinde să ajungă la un echilibru, pe care însă nu-l atinge deoarece este permanent zdruncinat prin schimbările de pondere ce se produc între elementele aflate în luptă. Eroziunea aceasta naturală s-a desfăşurat din cele mai vechi timpuri ale istoriei geologice a pămîntului. În general, ritmul ei de dezvoltare este lent; doar în anumite perioade a devenit mai accentuat datorită fie schimbărilor de ordin climatic, fie intervenţiei unor mişcări tectonice (mai ales de înălţare sau coborîre pe verticală) sau eustatice, adică de modificare a nivelului mărilor, deci a nivelului de bază al eroziunii etc. Datorită însă frînării reciproce a forţelor naturii, desfăşurarea proceselor de eroziune se produce aproape pe

[1] Se foloseşte uneori (mai ales în bibliografia franceză, iar prin traducere şi în unele lucrări de la noi) termenul de *eroziunea solului*, necorespunzător faţă de conţinutul său, căci de fapt nu este vorba numai de eroziunea păturii de sol, ci şi a rocii de dedesubt, în care pătrund majoritatea proceselor erozionale. Corect trebuie să se spună *eroziunea terenului*.

nesimţite. Această activitate lentă a proceselor de modelare, care nu modifică nici grosimea, nici compoziţia solului, a fost denumită *eroziune geologică*. Deşi termenul nu e fericit ales, putînd crea noţiunea falsă a apartenenţei de timpuri de mult trecute (cînd ea se întîlneşte în multe locuri şi astăzi), el a intrat în uz şi se menţine, deşi mai nimerit ar fi cel de *eroziune moderată* [1].

În opoziţie cu acest termen, se foloseşte în mod curent în vremea din urmă şi cel de *eroziune accelerată* sau *excesivă*, înţelegîndu-se prin aceasta eroziunea mult mai activă care se dezlănţuie în urma ruperii echilibrului forţelor naturii prin intervenţia omului ; de aceea i se mai spune şi *eroziune antropică* [2].

Prin însuşi ritmul ei de dezvoltare, eroziunea accelerată atrage atenţia şi poate deveni chiar alarmantă. În unele ţinuturi agricole din Insulinda de exemplu, eroziunea înlătură anual în medie 3 mm de sol, ceea ce înseamnă că într-un mileniu întreg acel ţinut va coborî în altitudine cu circa 3 m. Datorită transportării unei atît de mari cantităţi de aluviuni, principalele văi din Java sau Indochina se înalţă anual cu 0,52—0,87 mm, ceea ce reprezintă o încărcare a albiilor fluviilor respective cu 52—87 mm. Ritmurile acestea sînt considerate adevărate recorduri, lăsînd cu mult în urmă desfăşurarea normală a fenomenului, în condiţiile păstrării echilibrului complexelor naturale. Pentru a fi rupte şi depuse asemenea cantităţi de materiale în ritmul normal, obişnuit al desfăşurării acestor procese în ţinuturile din preajma Alpilor, ar fi trebuit — după calculele făcute de specialişti — nu un mileniu, ci cîteva sute de mii de ani (28). Această dezlănţuire extraordinară a forţelor distrugătoare ale denudaţiei se datoreşte omului, care, prin sisteme iraţionale de exploatare economică, a rupt echilibrul elementelor naturii.

Numai în cîteva veacuri din perioada istorică, eroziunea excesivă şi urmările ei, acumulările, au reuşit să modifice fundamental înfăţişarea locurilor din unele ţări europene. În Franţa, datorită marilor defrişări galo-romane, albiile rîurilor Lorenei s-au înecat în aluviuni. În multe regiuni ale Spaniei, situaţia a fost asemănătoare. Pe povîrnişurile meridionale ale Alpilor, în locul pantelor rotunjite ale versanţilor marnoşi, au apărut ravene şi creste înguste, cu rupturi şi povîrnişuri prăpăstioase.

Eroziunea accelerată este păgubitoare nu numai prin înlăturarea solului şi ruinarea reliefului, dar cel puţin în aceeaşi măsură şi prin depunerea materialelor rezultate de pe urma acestor procese, în porţiunile de domolire a pantei : albii majore, zone piemontane, cîmpii. Aceste materiale înalţă patul apelor curgătoare, ceea ce provoacă inundaţii, adesea catastrofale, împotmolesc lacurile de acumulare şi îneacă reţelele canalelor de irigaţie, imobilizînd astfel lucrări costisitoare şi scăzînd productivitatea terenurilor ; dar ceea ce este şi mai rău (căci poate căpăta extensiune teritorială mare) este faptul că produc adesea fosilizarea solu-

---

[1] S-a propus şi denumirea de *eroziune normală* (S. S. Sobolev), dar termenul acesta, introdus de şcoala lui W. M. Davis în altă accepţie (aplicîndu-se numai la eroziunea apelor curgătoare), ar putea crea confuzii. Termenul de *eroziune geologică actuală* propus la noi nu este logic întrucît caută să îmbine noţiuni contradictorii cel puţin sub raportul cronologiei.

[2] Nici termenul de *eroziune accelerată* nu este satisfăcător, întrucît viteza ei de desfăşurare poate fi constantă, nu din ce în ce mai grăbită (sub acest raport este mai nimerit termenul de *eroziune excesivă*), şi apoi întrucît nu este vorba doar de eroziune, ci de un proces mai complex în care şi aluvionarea poate fi tot atît de amplă şi de păgubitoare ca şi eroziunea propriu-zisă.

rilor fertile prin acoperirea lor cu nisipuri şi pietrişuri sterpe. Aşadar, pagube nu numai în părţile înalte ale reliefului, ci şi în zonele joase de cîmpie şi lunci.

Există multe exemple care confirmă cele de mai sus. La Dortown în statul Tennessee (S.U.A.), regiune cu mari exploatări de cupru, emanaţiile de bioxid de sulf rezultate de la prepararea cuprului au distrus pădurile pe o oarecare suprafaţă din jur. Ca urmare, eroziunea a început năvalnică, iar materialul detritic rezultat a început să se acumuleze în albiile rîurilor, înălţîndu-se anual în medie cu cîte 30 cm. În scurtă vreme şi şoselele de pe vale au fost acoperite, iar stîlpii de telefon au fost îngropaţi pînă la o anumită înălţime de aceste enorme depuneri.

La Raleigh în Carolina de Nord (S.U.A.) s-a construit în 1914 un bazin pentru alimentarea cu apă a oraşului. Mai tîrziu o societate forestieră a exploatat pădurea de pe unul din versanţii lacului de acumulare, fapt căruia administraţia oraşului n-a dat atenţia cuvenită. Urmările n-au întîrziat însă să se arate : lacul a început a se colmata cu atîta repeziciune, încît de unde la început el furniza 720 de mii m³ de apă oraşului, după cîţiva ani de la tăierea pădurii şi împotmolirea fundului albiei debitul său a scăzut la 450 de mii m³.

Cauzele care provoacă eroziunea accelerată pot avea numai un caracter local, cînd e vorba de anumite construcţii care, fie prin amplasamentul lor, fie prin funcţiile ce au de îndeplinit, creează dezechilibru în condiţiile naturale locale, după cum se pot generaliza pe regiuni relativ întinse, cînd este vorba mai ales de modificări ce se aduc formaţiilor vegetale — pădure, păşune — prin practicarea unor forme neraţionale de creştere a vitelor sau de sisteme înapoiate ori prădalnice în cultura pămîntului.

La înălţarea unor construcţii de mai mari proporţii, trebuie să se aibă în vedere nu numai calculele pentru reuşita din punct de vedere tehnic a acestora, ci să se acorde o deosebită atenţie modului în care lucrările se integrează condiţiilor naturale unde urmează a se amplasa. De multe ori însă tehnicienii n-au ţinut seamă de aceste condiţii şi rezultatele dezastruoase au ieşit la iveală, ducînd pe alocuri chiar la distrugerea construcţiei respective. Se citează astfel cazul unei şosele moderne construite între Dublineau şi Oran (Algeria), care pe o anumită distanţă urmează traseul de-a lungul unui povîrniş argilo-marnos cu înclinare relativ accentuată (10—20°). Mai înainte, cu toate că terenul acesta era cultivat în condiţii destul de înapoiate, eroziunea nu dădea la iveală decît mici forme de alunecare. După construirea ei însă, şoseaua modernă reţinea prin terasamentul ei apele de pe partea superioară a povîrnişului ca într-un impluviu, concentrînd scurgerea lor prin deschiderile special construite în terasament. Aceasta a dus la crearea într-o primă fază a unor ogaşe în dreptul fiecărei deschideri. În scurtă vreme însă acestea au devenit ravene adînci cu versanţi verticali, care nu numai că au distrus întreaga parte inferioară a povîrnişului, dar înaintînd mereu spre obîrşii au luat în primire însuşi terasamentul şoselei, pe care l-au sfîrtecat în multe locuri, făcînd şoseaua impracticabilă (28). Iată cum, producînd un dezechilibru în natură, lucrarea respectivă nu numai că a pricinuit ruinarea unei întinse porţiuni de teren, dar a dus implicit chiar la propria-i distrugere.

La construirea marilor lacuri de acumulare în scopuri hidroenergetice, trebuie să se aibă în vedere nu numai lucrările de executat în directă legătură cu porţiunea ce va sta sub apă sau cu malurile, dar să se ţină seamă şi de schimbările însemnate ce se produc în amonte de lac. În acea parte, întreaga dinamică a eroziunii şi colmatării suferă schimbări radicale datorită înălţării nivelului de

bază local, ca şi cum ar intra într-o fază de prematură îmbătrînire : se produc colmatări intense, înmlăştiniri etc. Un asemenea caz a fost semnalat în bazinul fluviului Colorado (S.U.A.), în amonte de lacul hidrocentralei Mead. Ţinuturile îngrijit cultivate din amonte de lac, cunoscute prin fertilitatea lor, s-au transformat în mlaştini, cursul apei s-a desfăcut în numeroase braţe, a început să divagheze şi să producă inundaţii, iar colmatările să acopere culturile. Mii de hectare au fost astfel părăginite. Au trebuit construite diguri marginale, sisteme de drenare şi pompare a apelor.

Fig. 4. — Case din cartierul Ţicău (Iaşi) distruse de alunecări în primăvara anului 1942 (după E. Saulea — Bocec).

Exploatările miniere pot provoca la rîndul lor tasări şi chiar prăbuşiri care ajung pe alocuri (de exemplu în Africa de sud) la proporţii impresionante. Pomparea unor enorme cantităţi de apă din galeriile minelor provoacă o accelerare a circulaţiei subterane, ceea ce are ca rezultat nu numai schimbări însemnate în drenajul apelor de suprafaţă, dar şi în eroziunea subterană. Dimpotrivă, împiedicarea drenării naturale din pînza freatică duce la alte consecinţe grave. Alunecările de teren în mai multe cartiere ale Iaşului (Păcurari, Ţicău) (fig. 4) s-au înteţit înainte de primul război mondial şi au continuat şi după aceea, datorită între altele tot unui dezechilibru produs în natura locurilor. Trecerea la alimentarea oraşului cu apă potabilă adusă prin conducte de la depărtare (Timişeşti pe valea Moldovei) a făcut ca fîntînile care alimentaseră pînă atunci oraşul să fie părăsite şi astupate, provocînd o acumulare a apelor subterane şi o înălţare neobişnuită a nivelului lor în perioadele ploioase (10). Pe de altă parte, construcţiile mari cu temelie de piatră care au reprezentat o supraîncărcare a terenurilor, temeliile adînci şi întreaga reţea de canale de evacuare, constituind piedici în circulaţia acestor ape datorită umectării puternice a argilelor bazale, au provocat alunecările de teren.

Dezastre de amploare mare se pot produce şi ca urmare a unor cauze de ordin biologic. Introducerea şi înmulţirea extraordinară a iepurilor în Australia (după unele evaluări ar ajunge la circa 4 miliarde) a redus vegetaţia naturală şi a dus la dezvoltarea proceselor eoliene, mai ales a furtunilor de praf, care au ajuns în vremea din urmă foarte frecvente.

Un alt exemplu de asemenea caracteristic : în Senegal, unde lipsa apelor de suprafaţă a făcut necesară forarea unor puţuri de adîncime, aglomerarea turmelor pentru adăpat în jurul fiecărui puţ este atît de mare, încît aceasta duce la

bătătorirea vegetației ierboase și distrugerea arbuștilor prin treacătul neîntrerupt al animalelor și oamenilor. Ca urmare, învelișul vegetal este înlăturat, iar nisipurile de dedesubt, fixate și înierbate din timpuri imemoriale, se repun în mișcare, astfel că pe o rază destul de largă în jurul fiecărui puț pămîntul devine nefolositor și o pulbere fină plutește în aer ca în pustiu.

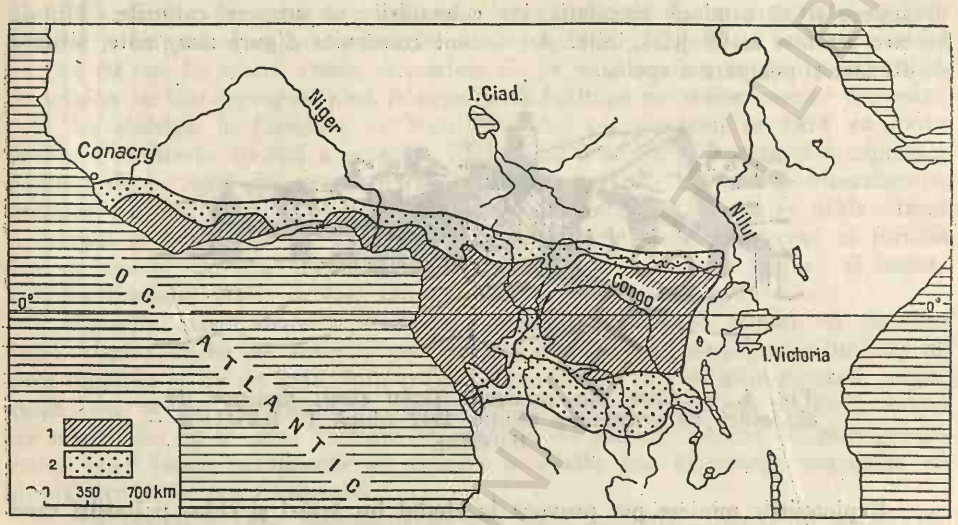


Fig. 5 — Regresul pădurii ecuatoriale africane și înlocuirea ei prin asociație de savană (după V. Gîrbacea). *1*, Păduri ecuatoriale; *2*, savane dezvoltate pe locul pădurilor ecuatoriale.

Anumite practici ale păşunatului extensiv, precum și suprapășunatul, contribuie de asemenea la dezlănțuirea eroziunii accelerate. Practica incendierii ierburilor cîmpului pare să fie străveche: o pomenesc textele hinduse de acum trei mii de ani, după cum o pomenește și poetul latin Virgiliu acum două milenii, arătînd că aceasta dă pămîntului posibilități mari de rodire. În parte faptul se verifică sub raport științific: arderea ierburilor sau a litierei de pădure dă un fel de îngrășămînt prin cenușa rezultată; dar în anumite condiții climatice, practica arderii cîmpurilor poate duce la adevărate degradări de terenuri. Astfel cunoscutul obicei al păstorilor din zonele subecuatoriale de a *incendia savana* a dus pe de o parte la sărăcirea acesteia în specii lemnoase și înlocuirea ierburilor înalte cu graminee mici de stepă, așadar la un recul al savanei, iar pe de altă parte la depunerea cenușilor rezultate din incinerarea anuală a plantelor, în mari cantități, pe văi și locuri ferite unde le împinge vîntul. La fel, prin incendieri și defrișări masive s-a produs și retragerea pădurilor ecuatoriale (fig. 5). La marginea acesteia, savana și tufișurile din Republica Zambia sînt formațiuni secundare, datorită intervenției antropice (12).

Suprapășunatul[1] creează de asemenea dezechilibru în natura locurilor, dezlănțuind unele procese ale eroziunii accelerate. Astfel de pe urma lui rezultă

[1] Suprapășunatul rezultă din introducerea pe pășune a unui număr de animale ce depășește posibilitățile de regenerare naturală a pajiștii respective.

o sărăcire a pajiștii în specii și o rărire treptată a ierbii; rezultă și o tasare mecanică cu apariția așa-numitelor „cărărui de oi", care se denudează treptat pînă la dezgolirea totală a solului, produc invazia de pietriș pe povîrnișurile expuse la dezagregare și înlesnesc pornirea șuvoaielor. Asupra formelor acestea de denudare rezultate din suprapășunat, ne vom opri mai pe larg în capitolele următoare; ne mărginim acum doar la un exemplu care să ilustreze urmările acestuia.

În Corsica, suprapășunatul practicat în secolul al XIX-lea a dus — cu deosebire în Monte d'Oro și împrejurimi — la dezgolirea unor întinse terenuri pînă la rocă, la ferestruirea povîrnișurilor prin șuvoaie și la invadarea ținutului cu pietrișuri care au provocat doborîturi și rănirea trunchiurilor de arbori, ceea ce s-a soldat pe alocuri prin retragerea pădurii. Aspectul general de pustiire a luat locul priveliștii pitorești de odinioară.

O formă brutală de rupere a echilibrului natural o constituie *defrișările*. Se cunoaște bine rolul pădurilor în preîntîmpinarea eroziunii terenului, în domolirea intensității vîntului, în regularizarea debitului rîurilor, în protecția împotriva colmatărilor și împotmolirilor, împotriva înmlăștinirii etc. Înlăturînd pădurea, deci suprimînd învelișul protector al terenurilor, se dezlănțuie eroziunea prin scurgerea apelor meteorice, spulberarea prin vînt a particulelor fine ale solului, se repune în mișcare nisipul dunelor fixate, se produc inundații catastrofale etc. În acest domeniu sînt cunoscute din nefericire foarte multe exemple. Pentru amploarea pe care o pot lua pagubele aduse, ca urmare a despăduririlor, credem necesar să ilustrăm doar în cîteva cifre situația produsă în S.U.A., unde, încă îndată după primul război mondial, „Bureau of Soils" înregistra: 14 mil. ha de terenuri agricole (adică 9% din total) complet distruse prin eroziune, 50 mil. ha (adică 30%) în curs de degradare rapidă (4). Paralel cu aceste uriașe degradări de terenuri, s-a dezorganizat scurgerea apelor pe versanți, iar rîurile au căpătat caracter torențial, astfel că s-a ivit și calamitatea inundațiilor. Numai revărsările din bazinul fluviului Mississippi produc anual pagube de cîteva sute de milioane de dolari. Astfel inundația din 1927 (fig. 6) a acestui fluviu a făcut 246 de victime omenești, a ucis 1,5 milioane de capete de vite și a obligat 750 000 de oameni să-și părăsească gospodăriile cu toată agoniseala lor, iar pagubele materiale cauzate să se ridice la 350 de milioane de dolari. Inundații asemănătoare se repetă anual în bazinul acestui fluviu.

Cultura pămîntului, prin înlocuirea vegetației naturale cu una artificială care protejează în genere mult mai puțin solul[1], prin arăturile care afînează în fiecare an partea superioară a solului, reprezintă o schimbare însemnată

[1] În genere toate culturile protejează solul mai puțin decît pășunea naturală; între plantele de cultură păioasele protejează solul mai bine decît porumbul iar acesta la rîndul său mai bine decît bumbacul sau sfecla de zahăr. Experiențele au arătat că în S.U.A., în urma unei averse de 50 mm într-o oră, șiroirile au afectat solul în proporție de 50% în plantațiile de porumb sau bumbac și numai 25% în plantațiile de grîu, la pantă egală (28).

în complexul condiţiilor naturale. Iată pentru ce, atunci cînd agricultura nu este făcută cu grija de conservare a solului, cînd acestuia nu i se restituie prin îngrăşăminte, sărurile minerale consumate, cînd arătura este făcută defectuos pe linia de cea mai mare pantă, înlesnind astfel formarea şuvoaielor, cînd nu se aplică asolamente potrivite condiţiilor locale etc., se ajunge la degradarea şi chiar înlăturarea solurilor pe care le foloseşte. Iată de ce agricultura nu trebuie considerată o simplă practică, ci, cum a ajuns în vremea din urmă, o ştiinţă complexă. Neţinîndu-se seamă de principiile acestei ştiinţe — ceea ce se întîmplă frecvent în cazul micii proprietăţi individuale, în genere lipsită de mijloace materiale, dar şi în cazul marilor latifundii, care practică metode de jaf pentru obţinerea de profituri imediate cît mai mari — terenurile intră în sfera de acţiune a eroziunii accelerate, care trebuie astfel privită ca o dezlănţuire a unui dezechilibru al forţelor naturii. Restabilirea stărilor normale se face uneori cu foarte multă greutate şi după timp îndelungat.

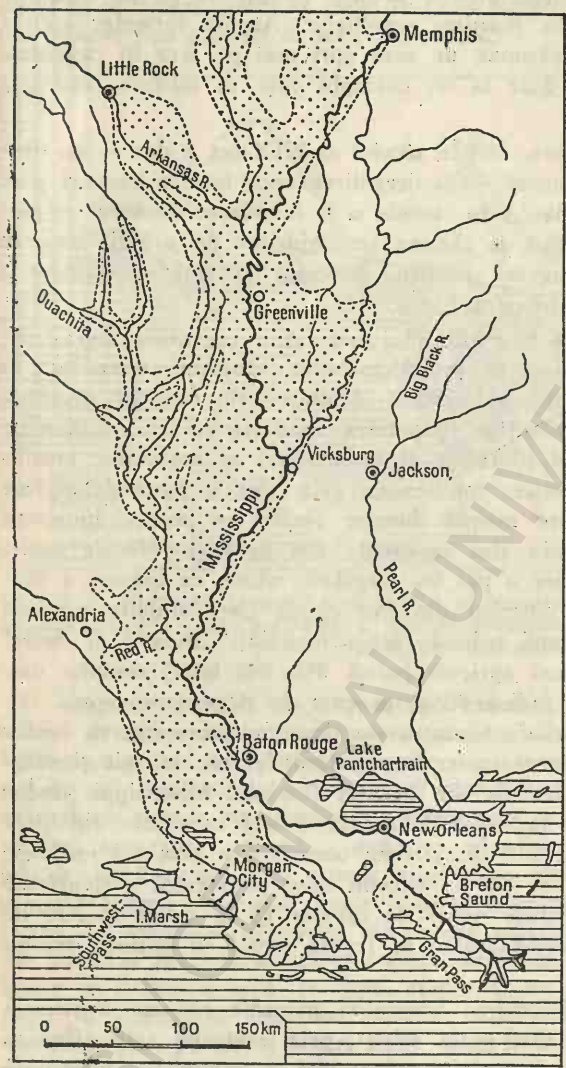


Fig. 6. — Aria revărsărilor din bazinul inferior al Mississippiului la marea inundaţie de la începutul verii 1927.

Iată pentru ce este preferabil ca, paralel cu folosirea solului sub raport economic, să se urmărească în permanenţă prevenirea eroziunii lui, iar cînd urmează a se introduce în natură un element nou artificial, o construcţie mai mare, o lucrare de artă, o unitate industrială ş.a., să se cerceteze cu minuţiozitate ce urmări pot avea asupra echilibrului natural aceste lucrări.

PARTEA INTÎI

ACŢIUNEA AGENŢILOR MODELATORI EXTERNI AI SCOARŢEI TERESTRE

Partea superioară a litosferei este atacată pretutindeni, indiferent de climatul sub care se află, de către agenţii atmosferei, de cei ai hidrosferei sau ai biosferei, în diferitele lor forme de manifestare şi îmbinări, ajutaţi fiind în ceea ce priveşte transportul materialelor ce rezultă — şi uneori chiar în procesele de distrugere — de către acţiunea gravitaţiei. Modul cum lucrează şi intensitatea pe care o manifestă fiecare dintre agenţii modelatori externi ai scoarţei terestre, sînt deosebite. Mai mult chiar, acelaşi agent acţionează cu puteri diferite după loc, datorită, pe de o parte, forţelor ce i se opun (cum ar fi de exemplu rezistenţa felurită a rocilor, ori a structurilor asupra cărora lucrează), pe de altă parte, puterii ce dobîndeşte cu ajutorul climei sau al interacţiunii celorlalţi agenţi. Dacă într-un loc poate ieşi la iveală ca predominantă acţiunea unui singur agent, ceilalţi sînt totuşi prezenţi chiar dacă au o activitate mult mai redusă. În puţine locuri se întîmplă să lucreze cu exclusivitate doar unul singur.

Pentru lămurirea modului cum lucrează fiecare agent modelator al scoarţei, este necesar să-l urmărim în cadrul proceselor pe care le desfăşoară. Limitîndu-ne la cei mai însemnaţi agenţi şi procese care iau naştere, pot fi recunoscute următoarele grupe :

— dezagregarea şi alterarea ;
— procesele eoliene ;
— porniturile sau deplasările de teren ;
— modelarea prin apele curgătoare ;
— gelivaţia şi acţiunea gheţarilor ;
— procesele litorale.

Majoritatea agenţilor prezintă o întreită acţiune în atacul lor asupra scoarţei terestre : distrugere, transport, depunere. Şi unde agentul respectiv nu îndeplineşte una dintre aceste acţiuni (de exemplu la dezagregare sau alterare, care nu exercită şi acţiunea de transport), intervin alţi factori din complexul agenţilor modelatori, care îndeplinesc această lipsă (de exemplu vîntul, apa, ori gravitaţia). De asemenea, cu toate că pe alocuri iese la iveală doar una dintre cele trei forme de activitate, nici celelalte nu lipsesc cu desăvîrşire, ci lucrează mai potolit. Astfel într-o zonă puternic ravinată s-ar părea că lucrează numai eroziunea de adîncime, iar pe locurile cu versanţi înecaţi în grohotiş ar fi activă numai depunerea de material rezultat din dezagregare ; totuşi nu lipsesc nici celelalte forme de activitate a agenţilor respectivi. În primul caz se pot observa pe fundul îngust al ravenei, printre mormanele de materiale rezultate din eroziune,

și semne ale transportului (o oarecare selecționare a materialului, un început de rotunjire a colțurilor, ceea ce arată că în perioada de curgere a apei chiar bolovanii cei mai mari sînt împinși și rostogoliți), precum și forme de depunere (conurile de dejecție de la capătul ravenei sau micile depozite de la schimbările de pantă). Se mai pot observa și elemente care probează intervenția altor agenți (surpări, mici alunecări, forme de sufoziune etc.).

Iată pentru ce, în afară de activitatea în sine a fiecăruia dintre agenții modelatori, trebuie să se urmărească și interacțiunea lor. Intervenția unuia poate contribui la activarea altora (de exemplu: eroziunea înlătură cuvertura de sol, punînd rocile de dedesubtul acesteia în contact direct cu agenții care produc dezagregarea).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. I. PROCESELE DE DEZAGREGARE ŞI ALTERARE

Două procese diferite se îmbină frecvent în natură pentru a da rezultate în unele privinţe asemănătoare : fenomenele fizice de *dezagregare* şi fenomenele chimice de descompunere sau *alterare* [1]. Prin aceste procese toate rocile de la suprafaţa pămîntului, oricît de tari ar fi, ajung cu timpul să se fărîmiţeze, transformîndu-se într-o masă de fragmente mobile, de la dimensiunile unor blocuri destul de mari pînă la pulberea care poate fi împrăştiată de vînt.

Unii cercetători consideră procesele de dezagregare şi alterare a rocilor drept o *adaptare* a acestora la condiţiile fizice şi chimice de la zona de interferenţă a celor patru învelişuri terestre care se întrepătrund activ, influenţîndu-se reciproc. Dacă aceeaşi rocă sau complex de roci situate la adînc sînt ferite de înrîurirea directă a dezagregării şi alterării şi rămîn intacte păstrîndu-şi echilibrul stării lor primordiale, scoase la suprafaţă prin dezgolire, deci puse în contact nemijlocit cu agenţii atmosferei, hidrosferei şi biosferei, ajung după un timp la această stare de „adaptare", ceea ce presupune cu necesitate crearea unui nou echilibru, modificat, acela al stării de fărîmiţare şi transformare chimică sub care se prezintă masa de roci. Fapt este că nici o rocă nu scapă de sub atacul acestor procese, ce pregătesc în esenţă condiţii propice pentru instalarea şi dezvoltarea biocenozelor.

Cu toate că procesele fizice şi chimice lucrează de multe ori împreună — dezagregarea deschizînd calea alterării în adîncul masei de roci şi uneori şi invers — şi numai în anumite condiţii de climă acţionează separat cîte una dintre ele, le vom cerceta mai întîi pe fiecare în parte, pentru a defini caracteristicile modului de acţiune al fiecăruia, şi numai după aceea vom urmări acţiunea lor combinată, cu efecte diferite după condiţiile specifice ale locurilor.

1. DEZAGREGAREA

Dezagregarea sau „eroziunea mecanică" — cum în mod impropriu i s-a mai spus — se produce ca efect al unor cauze diferite : variaţii diurne de temperatură accentuate, alternarea îngheţului şi dezgheţului, acţiunea vieţuitoarelor. Pentru a ajunge la fărîmiţarea rocii prin procesele respective, este necesară

[1] Unii cercetători folosesc în mod impropriu pentru ambele categorii de procese (fizice şi chimice) un singur termen : fie cel de *dezagregare* (care nu se poate aplica proceselor chimice, deoarece cuvîntul înseamnă „separare mecanică a particulelor unui corp", reprezentînd aşadar un fenomen pur mecanic), fie pe cel de *alterare* (care nu se poate aplica proceselor fizice, deoarece cuvîntul înseamnă „schimbare în însăşi compoziţia corpului", fiind aşadar un fenomen pur chimic). Pentru a defini mai precis caracterul fizic al proceselor din prima grupă — cea de dezagregare — se foloseşte (cu deosebire în bibliografia engleză) şi termenul de *dezintegrare*. Pentru cea de-a doua grupă se foloseşte şi termenul de *dizolvare*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

persistenţa sau repetarea îndelungată a fenomenului : ani, decenii şi chiar secole la unele dintre categorii. Indiferent de cele trei cauze, efectele dezagregării sînt în linii mari aceleaşi : roca compactă se crapă, este desfăcută în părţi, care continuă a se fărîmiţa mai departe în particule mai mărunte. Totuşi în raport cu mijloacele de lucru ale fiecăruia dintre agenţi, rezultă particularităţi ce trebuie semnalate, deoarece ajung să creeze aspecte specifice pentru fiecare în parte, să creeze aşadar tipuri proprii de relief.

Dezagregarea prin variaţii de temperatură. Ea operează cu maximum de intensitate în ţinuturile aride sau semiaride din zona caldă sau din zonele temperate, cu toate că mai atenuat apare şi în alte climate. Condiţiile optime pentru dezvoltarea acestui fel de dezagregare se întrunesc atunci cînd există : mare amplitudine termică diurnă datorită temperaturilor extreme, precipitaţii reduse şi o vegetaţie rară, care lasă golaşe întinse porţiuni de sol.

Pustiu absolut, în care să nu cadă picătură de ploaie, iar vegetaţia să lipsească cu totul, nu există. Chiar în Atacama — socotit printre cele mai aride pustiuri din lume — tot se înregistrează cîteva zeci de milimetri de precipitaţii pe an. În deşertul Namib, de pe ţărmul SV al Africii, considerat de asemenea printre cele mai aride, se înregistrează totuşi 20 mm precipitaţii pe an (12).

În mod aproximativ, se consideră drept zone aride ţinuturile unde cad sub 200 mm precipitaţii anual. Nici vegetaţia nu lipseşte cu totul în pustiu. Ierburi foarte rare, cu rădăcini foarte adînci (ca tamariocul), izolate unele de altele pe pămîntul gol, caracterizează *drinn*-ul saharian, după cum tufişurile spinoase *(scrub)* sînt tipice pentru pustiul australian, socotit printre cele mai puţin aride (circa 200 mm de precipitaţii anuale). Numai în pustiurile cele mai uscate (de exemplu cele din nordul statului Chile) vegetaţia este aproape total absentă.

Trebuie să menţionăm că nu orice schimbare de temperatură duce la dezagregarea rocilor. Amplitudinea termică anuală, oricît de mare ar fi, nu are efect practic în această privinţă, deoarece majoritatea rocilor prezintă proprietatea de a rezista la dilatarea şi contracţia lentă. Numai trecerile bruşte între temperaturile extreme, cum sînt variaţiile dintre zi şi noapte, duc la fărîmiţarea stîncilor prin dezagregare. Dilatîndu-se şi contractîndu-se repede şi repetat, coeziunea rocii slăbeşte. Fenomenul capătă proporţii maxime în zonele înalte ale munţilor, unde rarefierea atmosferei creează condiţiile unei încălziri excepţionale în toiul zilei şi ale unei radiaţii rapide îndată după căderea nopţii, precum şi în pustiuri unde, datorită uscăciunii extreme a aerului, înainte de răsăritul soarelui, temperatura se apropie sau coboară sub zero grade, pentru ca peste 3—4 ore nisipul să frigă ca într-un cuptor. În pustiurile tropicale şi în toiul verii chiar în pustiurile de la latitudini mai mari, se înregistrează frecvent contraste termice diurne de 40—50°C.

În Sahara, unde aerul se răceşte deseori în toiul nopţii pînă aproape de zero grade (în Masivul Ahaggar, în 1910, timp de două săptămîni s-au înregistrat îngheţuri nocturne), el ajunge la limite caniculare la amiază, depăşind 53°C la umbră şi 65°C la soare. Pietrele nu pot fi atinse cu mîna. Localnicii poartă nişte sandale cu marginile foarte late *(mendaz)*, pentru că însăşi radia-

ţia nisipului înfierbîntat opăreşte piciorul (61). În pustiurile Asiei Centrale se înregistrează contraste termice asemănătoare. În podişurile asiatice înalte, datorită rarefierii atmosferei şi uscăciunii aerului, tranziţia rapidă de la gerul nocturn la arşiţa zilei este şi mai accentuată. În Tibetul central la Cîjan-Tau, chiar în luna iunie, temperatura coboară în timpul nopţii la —15°C şi urcă repede după răsăritul soarelui la peste 30°C. Noaptea gerul devine supărător, iar ziua te doboară arşiţa. Asemenea diferenţe de temperatură produc o dilatare şi contractare accentuată a rocilor.

Observaţiile arată însă că în dezagregarea fizică nu atît temperatura aerului influenţează în mod hotărîtor, ci încălzirea directă a rocii prin insolaţie. Pămîntul exagerează contrastele termice din atmosferă. Fiind mai bun conducător de căldură decît aerul, se încălzeşte şi se răceşte mult mai tare şi mai repede. Cercetările au arătat că, atunci cînd în aer se înregistrează 20°C, solul ajunge la 35°C, iar cînd temperatura aerului se ridică la 50°C, aceea a solului atinge 70°C. S-a dovedit pe cale experimentală că o suprafaţă de piatră de 1 m², încălzită de la 0 la 70°C, se dilată cu 14 mm² (65), ceea ce este considerabil pentru slăbirea coeziunii rocii. Cum variaţiile diurne de temperatură pătrund în rocă pînă la 30 cm, o parte destul de groasă la exterior este supusă la asemenea eforturi. Urmarea este că, oricît de compactă ar fi roca, dilatîndu-se şi contractîndu-se la scurte intervale de timp, după repetarea fenomenului ani de-a rîndul, ajunge de plesneşte.

Plesnirea rocilor se produce mai ales noaptea, cînd roca se contractă fiind însoţită de sgomot. Unii cercetători ai pustiului relatează că aceste manifestări ale rocii se aud ca nişte „pîrîituri stranii" ale stîncilor după apusul soarelui. În alte părţi — în pustiul de piatră — sînt atît de puternice, încît pot fi confundate cu detunătura unei arme de foc (63). Continua mişcare moleculară suferită de rocă face ca ţesutul ei să se disloce şi, nemaiputînd păstra coeziunea iniţială, particulele se dezlipesc una de alta, iar roca se fisurează.

Cercetările făcute asupra modului cum se produce fisurarea rocii au arătat că, din pricina conductibilităţii termice slabe a rocii, stratul superficial se încălzeşte mai puternic decît cel de dedesubt, astfel că, atunci cînd se dilată, întîmpină rezistenţă din partea forţei de coeziune care-l leagă de restul masei de rocă. Aceasta produce fisurări înguste paralele cu suprafaţa rocii, care cu timpul tind la separarea păturii superioare a rocii de cea de dedesubt. Dimpotrivă, cînd se răceşte în cursul nopţii, stratul superior se contractă mai tare decît cel situat dedesubt. În felul acesta iau naştere numeroase fisuri dispuse perpendicular pe suprafaţa rocii. Aşa ajunge stratul superficial să fie străbătut de o adevărată reţea de crăpături orientate diferit unele de altele, ceea ce explică desfacerea lui în bucăţi.

Intensitatea cu care lucrează dezagregarea sub forma plesnirii rocilor din pustiurile calde a făcut în vremea din urmă ca unii oameni de ştiinţă să se întrebe dacă nu cumva intervine şi alt factor în afara variaţiei de temperatură. Încălzită şi răcită succesiv în laborator, o rocă nu plesneşte, nu formează fisuri. Unii cercetători sînt înclinaţi să creadă că în natură fenomenul se produce şi datorită unei asocieri cu îngheţul, ori cu un proces chimic de alterare (mai ales la rocile grăunţoase de felul granitului), deci că prezenţa apei ar fi necesară (36). Cum îngheţul este totuşi rar în pustiurile calde, uriaşele cantităţi de sfărîmături de rocă ce se înalţă la baza pereţilor stîncoşi caută să fie explicate ca produse

ale unei perioade mai vechi sub înrîurirea altui climat. Explicaţia nu este convingătoare şi realitatea arată că procesul de plesnire a rocilor se află în plină desfăşurare şi astăzi.

O conlucrare cu procesele de alterare ni se pare mai veridică. Unele săruri (de felul celor ce produc eflorescenţele pe sol) par să aibă un rol. O experienţă a arătat că, puse în prezenţa hiposulfitului de sodiu, rocile granitice se deza-

Fig. 7. — Munţi în pustiu (la VNV de Immidir — Sahara apuseană) înnecaţi în propriile lor sfărîmături (schiţă după o fotografie de R. Capot-Rey).

gregă foarte repede. Observaţiile în natură arată de asemenea că în jurul eflorescenţelor saline apar pe roci semnele unei dezagregări intense (36).

După cum se vede, procesul pare să fie mai complex. N-ar fi vorba doar de rezultanta unui simplu efort mecanic repetat şi totuşi acesta are rolul hotărîtor.

Dacă variaţiile de temperatură şi insolaţia contribuie direct la dinamica dezagregării, umiditatea şi învelişul vegetal frînează dezvoltarea acestui proces, atenuînd în primul rînd contrastele termice la care este expus solul sau suprafaţa rocilor.

Se constată astfel că, între două regiuni cu aceeaşi medie anuală de temperatură, dezagregarea lucrează mai cu intensitate în cea cu ariditate mai accentuată. Rocile umede şi aflate în mediu umed se încălzesc şi se răcesc mult mai încet decît cele din ţinuturile cu uscăciune accentuată, întrucît uscăciunea scurtează timpul de încălzire şi de răcire a rocilor. Iată pentru ce în pustiurile calde dezagregarea este mai activă ca oriunde. Acolo munţii şi povîrnişurile stîncoase stau înecate pînă la mare înălţime în propriile lor sfărîmături (fig. 7), ieşind deasupra acestor mări de pietre colţurate numai piscuri izolate ori faleze de forme fantastice, rezultate de pe urma plesnirii rocilor. Pare să existe totuşi o limită pînă la care ariditatea contribuie la intensificarea dezagregării [1].

În ceea ce priveşte învelişul vegetal — format din ierburile păşunilor, dar mai cu seamă din arborii pădurilor —, el are în această privinţă o acţiune destul

[1] Unii oameni de ştiinţă, dintre cei ce consideră că dezagregarea n-ar fi cu putinţă fără prezenţa apei, admit chiar că ariditatea absolută ajunge să conserve relieful şi să păstreze intacte rocile dezgolite.

de complexă. Fereşte în primul rînd faţa solului de insolaţia directă, creează un strat izolator de aer între frunzişul plantelor respective şi sol, dă un plus de umiditate datorit transpiraţiei vegetalelor, toate acestea ducînd la o însemnată micşorare a variaţiilor zilnice de temperatură.

În ţara noastră, în condiţiile continentalismului termic lipsit de excesivitate, procesele de dezagregare prin insolaţie sînt relativ puţin dezvoltate. Cele mai caracteristice sînt în partea de NV a masivului dobrogean, precum şi în etajul alpin al Carpaţilor, unde însă se îmbină adesea cu dezagregarea prin îngheţ-dezgheţ. Frecvent le întîlnim, indiferent de altitudine, pe versanţii stîncoşi însoriţi, numiţi de popor „feţele" muntelui, care prin înclinarea lor pot da unghiuri de incidenţă cu razele solare apropiate de 90°, ceea ce creează posibilităţi de încălzire prin insolaţie apropiate de cea a ţinuturilor tropicale.

Urcînd într-o dimineaţă răcoroasă de vară pe lîngă povîrnişurile aproape verticale ale Jepilor din Masivul Bucegi, simţi o zăpuşeală sufocantă, mai mare chiar decît în toiul amiezii undeva pe loc deschis. Pricina este că razele soarelui, abia săltat deasupra orizontului, cad perpendicular pe aceste povîrnişuri calcaroase şi le înfierbîntă puternic.

Deosebirea dintre povîrnişurile însorite şi cele umbrite ale munţilor şi dealurilor mai înalte a fost remarcată de poporul nostru nu numai prin topice caracteristice [1], dar şi prin faptul că în urma unei experienţe de veacuri a ajuns să dea fiecăruia altă folosinţă. Primele, chiar la altitudini de peste 1 000 m, sînt folosite pentru culturi agricole (agricultura montană cu răzoare), pe cînd celelalte rămîn fie ca domeniu forestier, fie ca păşune. Plantele de cultură găsesc pe povîrnişurile însorite căldură îndestulătoare pentru a rodi şi a ajunge să se coacă.

În unele regiuni ale globului, deosebirea dintre căldura primită de cele două povîrnişuri ajunge să dea contraste izbitoare. Astfel în Tibet, la 4 000 m altitudine, din pricina rarefierii aerului, diferenţele acestea ajung să creeze chiar aspecte diferite. La distanţe neînsemnate, de cîteva zeci de metri numai, pe povîrnişul însorit domneşte arşiţă de vară, în vreme ce pe cel umbrit gerul îşi arată colţii. Prin aceasta se şi explică producerea unor curenţi locali de aer, de-o violenţă supărătoare, despre care pomenesc unii exploratori.

Se lămuresc în felul acesta şi deosebirile în amploarea proceselor de dezagregare, precum şi cele ale microreliefului ce rezultă.

Dar dezagregarea prin insolaţie se diferenţiază şi în raport cu rocile asupra cărora se exercită. Cu toate că sînt în genere mai tari, rocile eruptive se dezagregă mai repede decît cele sedimentare, fapt ce se explică prin indicele de dilatare diferit al particulelor constitutive ale rocii şi prin deosebirea de culoare dintre mineralele componente. Fiecare dintre acestea posedă o căldură specifică proprie, se contractă şi se dilată altfel decît particulele alăturate, ceea ce

---

[1] În multe locuri din ţara noastră (cu deosebire în provinciile din SV ţării) se folosesc termenii de „faţa" şi „dosul" muntelui, pentru a diferenţia povîrnişul însorit dinspre miazăzi de cel umbrit dinspre miazănoapte, cu variantele lor locale („feţie" şi „doştină" sau „dostişte"). Toponimia noastră cunoaşte şi alte variante, precum şi sinonime ale acestor termeni, pentru care francezii folosesc cuvintele *midi* şi *ubac*, uzitate şi în ştiinţă.

duce la desprinderea unora de celelalte şi la formarea unei mase de sfărîmături de rocă, numită popular arină (fr. *arène*, engl. *grus*). Din aceeaşi pricină, rocile de culoare închisă, cu absorbţie mai mare de căldură, se distrug mai repede prin insolaţie decît cele albe sau de culoare deschisă, care refractă razele solare. La fel şi cu mineralele componente. La granite şi granodiorite de exemplu, mineralele de culoare neagră (melanocrate) se încălzesc mai tare şi deci se dilată mai mult decît cele de culoare albă (leucocrate). Coerenţa particulelor slăbeşte astfel, iar cristalele devin mobile[1]. La noi în ţară *arena* se întîlneşte adesea fie pe Pricopan în Dobrogea de nord (fig. 8), fie în granitele Muntelui Mare (Munţii Apuseni), fie pe granodiorite la Sicheviţa în Banat, în Masivul Retezat etc.

Fig. 8. — Dezagregare granitică în muntele Pricopan.

Diferenţieri asemănătoare se observă între rocile cu suprafaţă neregulată şi cele lucioase, între rocile formate din cristale mari şi cele fin cristalizate etc.

Rezultatul final este că şi rocile cele mai dure se fărîmiţează datorită insolaţiei. Gresiile dure şi calcarele se sparg la suprafaţă, determinînd un fel de cojire în plăci subţiri ce curg pe versanţi sub formă de grohotiş colţurat, cum se poate vedea pe povîrnişul sudic al Mateiaşului aproape de Cîmpulung-Muscel, în cele mai multe locuri pe povîrnişul sud-estic al Pietrei Craiului şi în multe alte locuri. Dezagregarea aceasta ia proporţii însemnate în rocile şistoase de felul menilitelor, disodilelor etc., fiind înlesnită de planurile de şistozitate. Rezultă o cojire în plăcuţe fine şi argile.

Dezagregarea prin îngheţ-dezgheţ sau gelifracţia[2]. Se aseamănă cu precedenta prin aceea că se produce tot în urma unor schimbări de temperatură (de astă dată în jurul a 0°), dar intervine cu rol hotărîtor un element în plus — *apa*, care acţionează aici ca brizant.

Două particularităţi ale apei au în acest proces rol hotărîtor. Prima este aceea de a se infiltra uşor prin fisurile cele mai fine ale rocilor. Dintre dife-

---

[1] La rocile granitice, procesului mecanic al *dezagregării* se mai adaugă de fapt şi un proces chimic de *alterare* a feldspaţilor, care grăbeşte şi intensifică sfărîmarea acestor roci.

[2] Unii autori fac deosebirea justă între *îngheţul-dezgheţul* repetat proces a cărui acţiune *criergică* se produce aproape de suprafaţa rocii (foarte frecvent în legătură cu nivaţia), şi *gelifracţia* (sau congelifracţie) cu îngheţ de durată, care pătrunde adînc în fisurile şi crăpăturile rocii. Primul are ca efect o descuamare superficială, al doilea sfărîmarea adîncă a rocii în fragmente mari.

ritele lichide, ea este cea care pătrunde mai cu înlesnire prin fisuri şi chiar prin porii rocilor. Întrucît la 4°C apa are volumul cel mai redus, iar la 0° are volumul cel mai mare (1 cm^3 devine 1,1 cm^3), adică invers de cum se întîmplă de regulă la schimbările de stare ale celorlalte corpuri din natură, aceasta dă apei pătrunse în fisurile cele mai fine sau chiar în porii rocilor, puteri nebănuit de mari.

Majoritatea rocilor cuprind o sumedenie de planuri de fisurare. În rocile sedimentare *planurile de stratificaţie* reprezintă direcţiile de minimă rezistenţă. În rocile eruptive se întîlnesc frecvent linii de separare, care, datorită texturii lor curgătoare sau a separărilor din timpul răcirii magmei, dau aspecte caracteristice *în coloane* (obişnuite în bazalt), ori în *dale* (în granitele mai şistoase, ori în fonolite). În rocile metamorfice *planurile de şistozitate* au de asemenea o mai mică rezistenţă.

Rar există o singură direcţie de fisurare în rocă. La cele arătate se mai pot adăuga fracturile apărute în urma eforturilor la care sînt supuse masele de roci datorită presiunii orogenetice, precum şi cele apărute prin tasări naturale sau chiar prin simpla gravitaţie. În felul acesta, gradul şi direcţiile de fisurare naturală a rocilor, încă înainte de a fi fost atinse de dezagregare sau alterare, sînt destul de complexe. În legătură cu aceasta, unii autori (60) dau ca exemplu ochiul exercitat al muncitorilor din carierele de granit, care, cu mijloace foarte simple (doar o pană de oţel şi un ciocan), pot desprinde pe aceste planuri aproape invizibile (denumite în limba franceză *fil* sau *longrain)* cuburi regulate şi egale ca mărime.

A doua particularitate a apei este aceea că ea îngheaţă din afară spre interior (de sus în jos), nemailăsînd aşadar posibilitatea de a se dilata în sus, adică spre exterior, ci numai lateral. În felul acesta apa lucrează ca o adevărată *pană* care forţează pereţii crăpăturii. Peste tot fenomenul se produce la fel, chiar dacă deschiderea la suprafaţă a lichidului e foarte mare. De exemplu, dacă se lasă un butoi cu apă la ger, prin îngheţare apa nu se umflă în sus unde faţa apei este iniţial liberă, ci sparge butoiul în lături. Puterea agentului este neînchipuit de mare din pricină că punctele de maximă (4°C) şi de minimă densitate (0°), de minim (4°C) şi de maxim volum (0°) sînt atît de apropiate, încît pot fi lesne atinse printr-o mică oscilare a temperaturii, iar schimbarea de stare de la lichid la solid se produce brusc, cu mare violenţă. Zicala românească „Pocnesc stîncile de ger" corespunde astfel realităţii.

Cercetările au arătat că presiunea cu care apasă apa la îngheţ asupra pereţilor crăpăturilor în care s-a infiltrat, este de 2 040 kg/cm^2 şi poate ajunge pînă la 6 000 kg/cm^2 (43).

Alte cercetări experimentale au arătat că prin îngheţ 1 kg de apă produce un lucru mecanic de 33 600 kgm, ceea ce duce la dislocarea rocilor celor mai rezistente.

Repetarea fenomenului, în ţara noastră cu deosebire în anotimpurile de tranziţie, primăvara şi toamna, duce la lărgirea treptată a fisurilor, transformîndu-le în crăpături din ce în ce mai mari, sporind astfel progresiv cantitatea de apă pătrunsă şi, prin urmare, puterea agentului. Cu timpul roca se desface în bucăţi independente unele de altele, care se rostogolesc pe pante.

La fel se întîmplă cu apa din porii pietrelor. Prin îngheţare ea lărgeşte porii pînă dislocă particulele rocii, dezlipindu-le unele de altele.

La o cercetare mai atentă, se pot deosebi două situaţii diferite în legătură cu îngheţarea apei din porii rocilor :

a) cînd porii sînt incomplet umpluţi cu apă (cazul cel mai frecvent întîlnit în natură), prin îngheţ apa se transformă în ace de gheaţă ce apasă lateral asupra particulelor rocii. De fapt se creează o dublă presiune interioară a gheţii, care şi-a mărit volumul faţă de starea iniţială, şi a aerului din pori [1]. Se produce astfel o dislocare interioară a particulelor rocii, la dezgheţ — cu toate că-şi păstrează aspectul exterior — devine mult mai friabilă şi chiar fărîmicioasă ;

b) cînd porii sînt complet umpluţi cu apă (ceea ce se întîmplă în pînza freatică sau în vecinătatea ei, precum şi pe locuri plane de stagnare a apei), prin îngheţ se produce o suprasaturare a rocii, care-şi măreşte volumul, „se umflă". Timpul cît durează îngheţul, roca devine compactă şi impermeabilă ; la dezgheţ însă ea se fărîmiţează, ajungînd ceea ce poporul numeşte la noi o „piatră putredă".

Rezultatul este că rocile poroase, de felul gresiilor, calcarelor oolitice etc., devin fărîmicioase la suprafaţă, astfel că cedează chiar la frecarea cu degetul *(roci gelive)*. Datorită acestui proces de dezagregare, bolovanii din brazdele arăturii adînci de toamnă sînt lăsaţi să se fărîmiţeze la ger. Pînă primăvara ei sînt prefăcuţi în ţărînă.

Modul cum acţionează îngheţul asupra rocilor se diferenţiază după intensitatea gerului care produce îngheţul, după ritmul şi frecvenţa îngheţului-dezgheţului şi după durata perioadei de îngheţ. *Gerurile mari*, prin puterea lor de pătrundere, pot pricinui crăparea rocilor celor mai puţin gelive, a rocilor compacte care nu sînt influenţate de îngheţurile obişnuite. Fenomenul este caracteristic pentru ţinuturile cu geruri de —30 pînă la —50°C, ca Siberia de nord, Labrador, munţii înalţi etc. *Marea frecvenţă a îngheţului-dezgheţului* repetat (ceea ce la noi se întîmplă în iernile mai blînde şi în anotimpurile de tranziţie). duce la dezagregarea puternică a rocilor poroase şi nisipoase, de felul gresiilor, întrucît îndepărtează particulele rocii una de alta, transformînd ansamblul lor în particule mobile ce se prefiră pe pante.

În sfîrşit, *durata îngheţului* este hotărîtoare pentru rocile alcătuite din particule mari, deoarece este necesară o anumită trecere a timpului pentru propagarea îngheţului în asemenea particule. Astfel, numai îngheţurile îndelungate pot duce la fărîmiţarea, cu mari diaclaze a rocilor, de felul bazaltelor sau a unor calcare compacte (36).

Dacă dezagregarea prin insolaţie se manifestă în adîncime pînă la aproximativ 30 cm, dezagregarea prin îngheţ afectează roca mult mai adînc. În condiţiile climatului nostru ea se poate resimţi pînă la 1 m adîncime, iar în ţinuturile cu geruri mari şi prelungite pînă la adîncimi cu mult mai mari.

În zonele polare (cu temperatura medie anuală sub 0°) este comun *îngheţul peren* (fig. 9) al rocilor din subsol, pe adîncimi variabile. În timpul verii se dezgheaţă doar o anumită pătură de sol de la suprafaţă, restul se menţine îngheţat de la un an la altul. Această pătură permanent îngheţată, numită *tjäle* (după un cuvînt suedez) sau *merzlota* (rus) sau *permafrost* (englez), atinge Siberia răsă-

[1] Menţionăm că roca rămîne încă permeabilă datorită aerului ce conţine. Ea mai poate astfel primi o cantitate de apă, ce poate proveni din dezgheţul de la suprafaţă, ori din topirea zăpezii în zilele însorite, deşi geroase. Aceasta amplifică dislocarea.

riteană peste 100 m grosime. Ea are o însemnătate practică deosebită : în răspîndirea vegetaţiei lemnoase (de exemplu în Siberia orientală singurul arbore care s-a putut adapta la condiţiile substratului veşnic îngheţat de la 1 m în

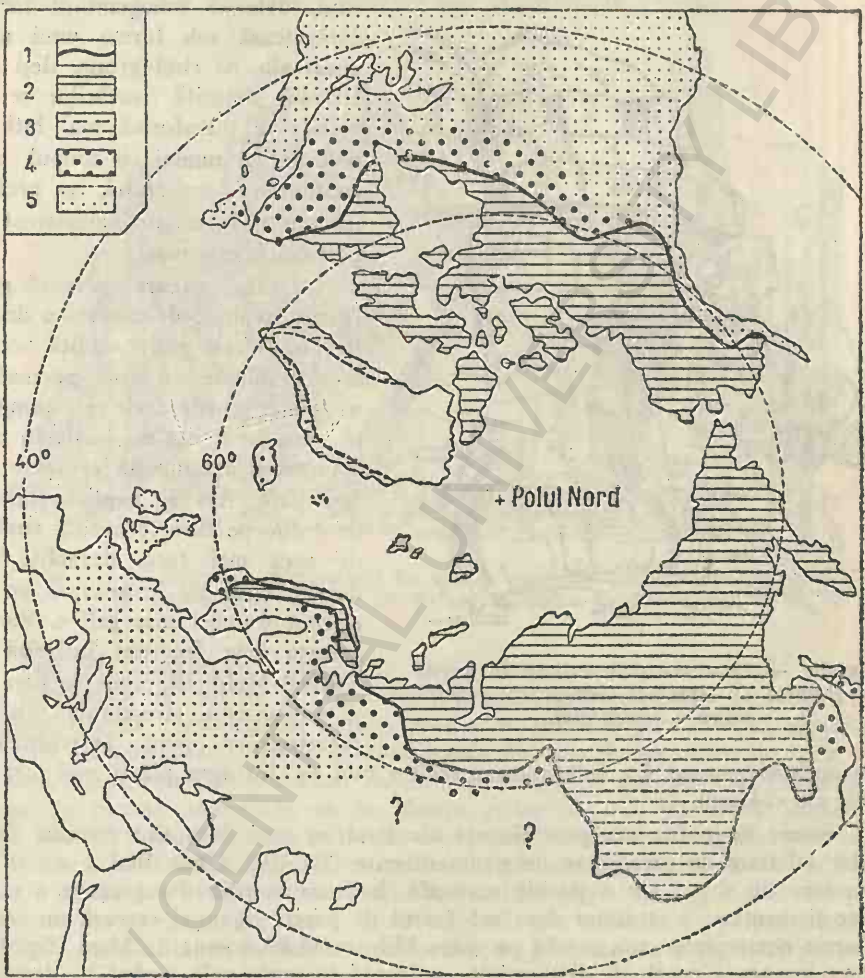


Fig. 9. — Zona îngheţului peren în emisfera nordică (după J. Tricart). *1*, Limita meridională a *tjäle*-ului ; *2*, regiuni cu *tjäle* actual ; *3*, *tjäle* fosil ; *4*, domeniul proceselor periglaciare minore ; *5*, domeniul periglaciar würmian.

jos este zada siberiană, de aceea pe întinderi enorme este singura esenţă a taigalei), în exploatarea minelor, întrucît pămîntul îngheţat căpătînd duritatea celor mai tari pietre (ceea ce îngreunează săparea galeriilor) face să nu mai fie nevoie de lemnăria de susţinere, la construcţii etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rocile se comportă în mod diferit la procesele de gelifracţie. Mărimea fragmentelor ce rezultă stă în strînsă legătură cu textura rocii respective. Astfel rocile alcătuite din firicele fine dau prin dezagregare un fel de mîl, iar cele formate din particule mari dau blocuri colţurate. Chiar roci extrem de tari, cum e cuarţitul, datorită omogenităţii lor se fărîmiţează sub forma unui nisip curat alb, pe cînd gresia, deşi mai friabilă, datorită fisurărilor ce cuprinde se transformă mai întîi în bolovani şi numai cu timpul, prin continuarea procesului, se preface într-un nisip argilos amestecat cu particulele mai mari.

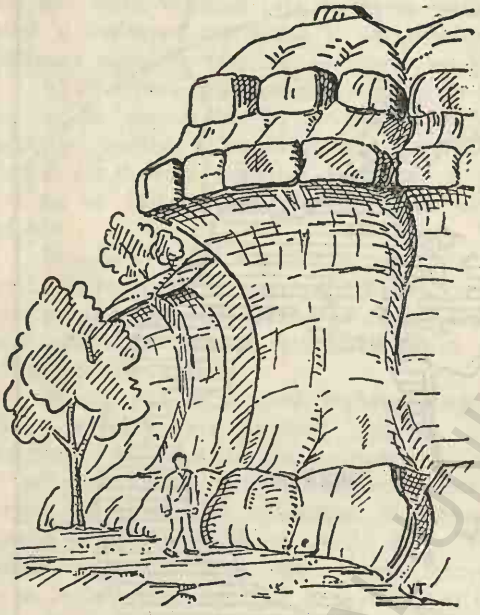


Fig. 10. — Eroziune diferenţială în gresii la Romita în Podişul Someşean (schiţă după o fotografie).

Graba cu care operează gelifracţia depinde de asemenea de felul rocii : cele gelive, adică poroase şi îmbibate cu apă, se macină mult mai repede decît cele compacte ; este unul din modurile în care acţionează aşa-numita *eroziune diferenţială*. Aşa se explică formele de *poliţe* pe care le capătă stratele de rocă mai tare, dezgolite dedesubt, unde ele se reazimă pe un orizont de roci mai gelive. Forma aceasta este frecvent întîlnită în Podişul Moldovei, unde se pare că şi platformele structurale atît de caracteristice s-au individualizat prin aceleaşi procese (de înlăturare a rocilor moi de deasupra plăcii mai tari de gresie sau calcare).

Forme de poliţe sau proeminenţe ale stratelor mai dure sînt comune ţinuturilor tabulare cu succesiune de strate diferite (fig. 10). Unde însă o astfel de succesiune de strate are o poziţie verticală, înlăturarea prin dezagregare a celor gelive şi menţinerea stratelor dure sub formă de pereţi gigantici creează un relief cu forme neaşteptate, cum se văd pe valea Milcovului în amonte de Mera (fig. 11). Tot ca urmare a eroziunii diferenţiale, acţionată în parte prin îngheţ — dezgheţ, se datoreşte scoaterea în proeminenţă a bolovanilor din unele conglomerate slab cimentate, cum este cel de la Bîrseşti în Vrancea (fig. 12), a fragmentelor mai dure din depozitele morenaice etc.

Producînd o mare creştere a volumului apei prin îngheţ, ceea ce dezvoltă o extraordinară presiune laterală, gelifracţia dă naştere la acţiuni diferite : crăparea şi bombarea rocilor, crearea de adîncituri prin involuţie etc.

Prin *crăparea* şi despicarea rocilor mai dure, a celor ce intră în categoria denumită popular pietre, pot rezulta forme elementare de *cojire*, adică de des-

prindere a unui strat de la suprafaţa stîncilor. Suprafaţa rocilor capătă aspect solzos, cu multe plăci lipsă, cum se poate vedea chiar la unii bolovani rotunjiţi de ape (fig. 13) [1].

Exfolierea stîncilor se dezvoltă în forme asemănătoare şi prin îngheţ-dezgheţ în munţii mai înalţi din zona temperată sau în ţinuturile polare.

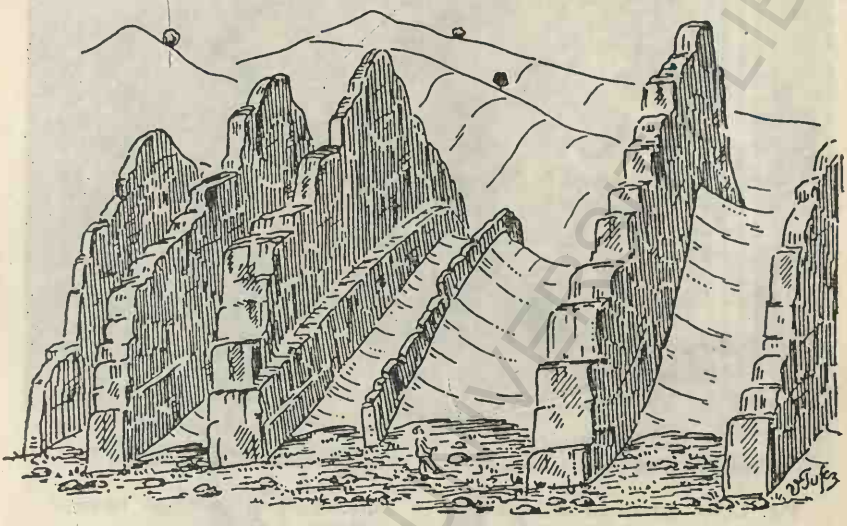


Fig. 11. — Eroziune diferenţială în strate verticale pe valea Milcovului la Reghiu, cu aspecte de ziduri ciclopice (*hogback*-uri).

Întrucît dezagregarea urmăreşte liniile de mai slabă rezistenţă sau cele prin care se poate infiltra apa în rocă (planurile de stratificaţie la rocile sedimentare, fisurile rezultate din răcirea rocilor magmatice, planurile de şistozitate la rocile metamorfice), rezultă o mare gamă de microforme, care de care mai curioase. Menţionăm între acestea *saltelele* frecvente în granite, unde acestea se desfac pe planuri orizontale ca în Munţii Arkat la sud de Semipalatinsk în R.S.S. Kazahă ; ştiut fiind că la aceste roci muchiile sînt foarte puţin rezistente, ele se tocesc în formă rotunjită. Aceeaşi este explicaţia aspectului de *zid de bolovani* pe care o iau pe alocuri povîrnişurile granitice (fig. 14) şi mai ales cele porfirice sau dezagregarea *în faguri,* cu alveole mărunte adîncite în pereţii stîncilor, adîncituri asemănătoare întrucîtva „cuiburilor de păsărele", rezultate de pe urma coraziunii. Exemple de dezagregare în faguri se citează în Crimeea în stepa kirghiză, Altai etc.

Despre aceste din urmă forme V. A. Obrucev scrie: „Granitul şi gresiile grosiere se acoperă adesea cu nişte adîncituri care se întind mereu ca nişte ulceraţii, tocind toată suprafaţa rocii. Ele încep de obicei de la crăpătura în care

[1] Fenomenele se pot observa şi la unele coline granitice din Sahara, căci formele rezultate sînt comune şi pentru dezagregarea prin insolaţie, nu numai la cea datorită gelifracţiei.

Fig. 12. — Eroziune diferențială în conglomeratul de lîngă Bîrsești în Vrancea, pe malul stîng al Putnei.

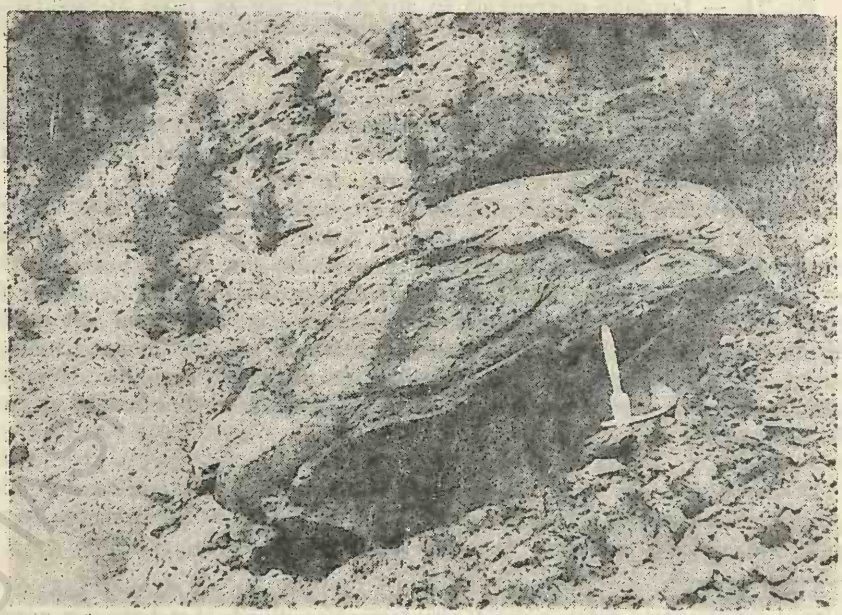


Fig. 13. — Dezagregare prin cojire la un bolovan de pe valea Nehoiului (bazinul Buzăului).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

s-a strîns zăpada sau umezeala. Coeziunea dintre grăunţi dispare, grăunţii separaţi se desprind şi sînt luaţi de vînt. Se formează astfel o adîncitură, sub formă de buzunar sau nişă, în care se adună umezeală. Mai apoi, procesul continuînd, nişa se adînceşte, se măreşte, iar prin alterarea bolţii rămase în umbră poate să apară în ea un orificiu. Nişele vecine se pot uni cu altele în adîncime, pentru

Fig. 14. — Dezagregare cu aspect de zid de bolovani în granitele din Pricopan (Măcin).

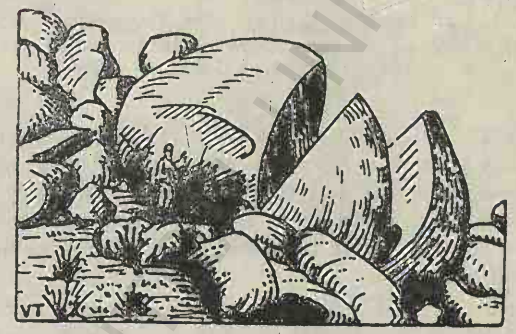


Fig. 15. — Sferă granitică din Sierra de los Dolores (Texas), desfăcută pe planuri drepte prin dezagregare.

a forma o galerie. La exterior, porţiunea dintre ele se păstrează, formînd mici coloane. Aceste galerii sînt uneori atît de mari, încît prin ele se poate strecura un om ; alteori însă, de pildă în gresii, unde stratele mai tari alternează cu altele mai puţin tari, se dezvoltă nişe şi galerii mici şi numeroase, stînca semănînd atunci la suprafaţă cu un fagure cu multe celule. Aceste forme se întîlnesc cu deosebire în deşerturi, unde sînt foarte frecvente. Se găsesc însă în număr mare şi în alte regiuni, de exemplu în munţii de lîngă Kislovodsk (în Krasnoe Rebrovaia), cum şi în Crimeea, în Uralii de sud, în stepa kirghiză şi lîngă lacul Kolîvan din Altai" (54, p. 58).

Crăpăturile în rocă se pot adînci uneori foarte mult, astfel că secţionează pe planuri rectilinii stînci mari. Despicarea stîncii se poate datori şi contrastelor ter-

mice în zonele aride calde. A devenit cunoscută sub acest raport imaginea pietrelor granitice aproape sferice din Sierra de los Dolores din Texas despicate prin planuri drepte în felii (fig. 15). Dar tăierea stîncilor se poate extinde pe mai multe zeci şi sute de metri, atunci cînd acţionează gelifracţia şi pe planul unor diaclaze de mari proporţii. Pot rezulta astfel pereţii verticali de o netezime impresionantă, ca în marele „Hall Dome", unul din locurile de mare atracţie din Parcul naţional Yosemite din Sierra Nevada (fig. 16).

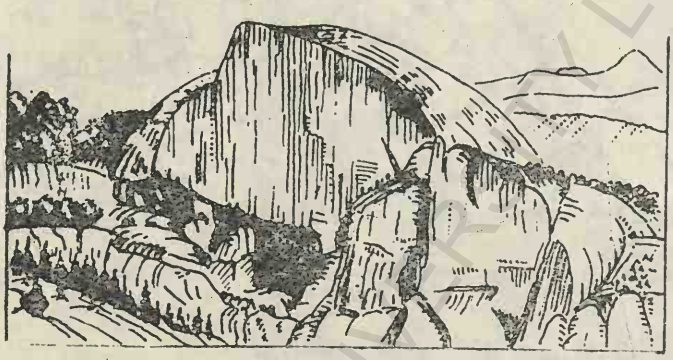


Fig. 16. — Marele „Hall Dome" (Yosemite), monument al naturii, în care apare desfacerea muntelui pe planul neted al diaclazelor.

La latitudinea ţării noastre, fragmentarea stîncilor prin dezagregare — în mai mare măsură prin gelifracţie — acţionează cu deosebire asupra crestelor golaşe ale munţilor. De ele se leagă o întreagă nomenclatură populară, ceea ce se explică prin faptul că formele de relief fiind cu totul caracteristice au atras de multă vreme atenţia locuitorilor de la munte. Ba încă în legătură cu unele dintre ele poporul a născocit şi legende.

Frecvente sînt astfel *crestele crenelate* numite popular *custuri*. Dintre acestea caracteristică este Custura Retezatului, creastă înaltă şi îngustă, foarte accidentată, cu mare îngrămădire de blocuri dislocate şi sparte prin procese de dezagregare. Şi mai tipică este Custura Slăveiului, tot din Masivul Retezat, lungă de peste 1,5 km, cu povîrnişurile abrupte şi pline de neregularităţi, cu piscuri semeţe şi despicături adînci, sau cea a Arpaşului din Făgăraş (fig. 17). Custurile se întîlnesc destul de frecvent nu numai în Retezat (Custura Stînişoarei, Custura Pietrele ş.a.), dar şi în Făgăraş (Viştea, Albota ş.a.).

Caracteristice sînt şi *vîrfurile piramidale*, de obicei înecate la partea inferioară şi sfărîmăturile de rocă rezultate de pe urma dezagregării, cum se vede la vîrful Bucura (fig. 18). Asemănător în parte este şi vîrful Peleaga, ori Iezerul Mare, sau Păpuşa din Făgăraş şi altele. Vîrfurile acestea semeţe sînt despărţite unele de altele prin curmături joase numite popular *portiţe*, folosite de potecile turiştilor sau de turmele de oi. După observaţiile făcute asupra acestor forme de relief, s-a ajuns la concluzia că vîrfurile piramidale şi custurile din Carpaţii Meridionali fac parte din elementele de relief rezidual datînd din cuaternar (53).

De pe urma proceselor de gelifracţie rezultă şi numeroase forme mai de amănunt, cum sînt *turnurile*, vîrfurile izolate cu siluete ce par din depărtare turnuri ruiniforme de cetate, cum este Turnul Podragului, cel al Arpăşelului, al

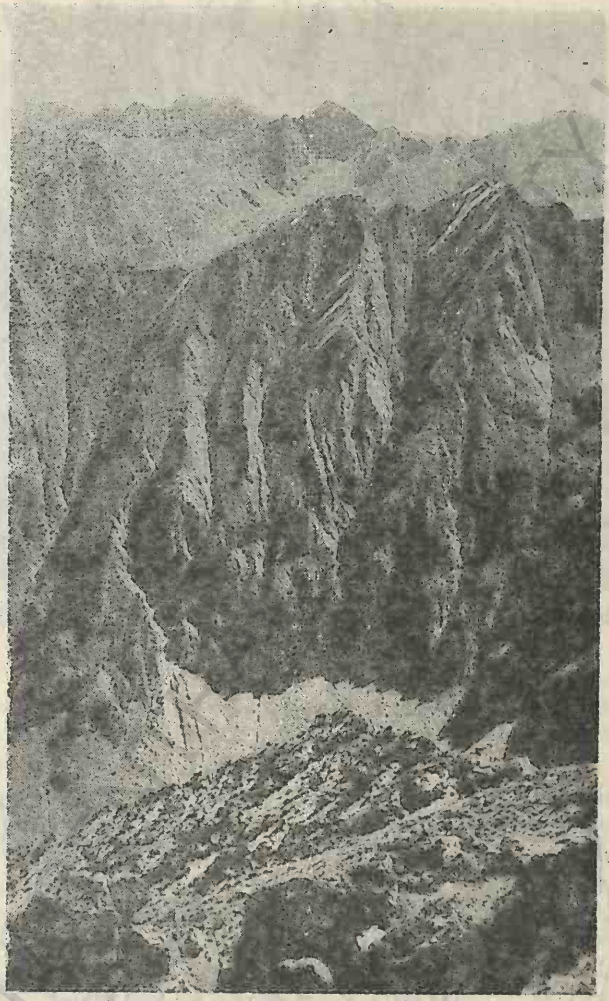


Fig. 17. — Creste alpine cu microrelief de dezagregare criogenă în vîrful Arpaşul (Munţii Făgăraş).

Paltinului din Munţii Făgăraş, Turnul Porţii (fig. 19) ş.a. din Retezat, *colţii* şi *acele* subţiri şi ascuţite, după cum le arată şi numele, frecvente nu numai în Carpaţii Meridionali (de exemplu: Colţii Cremenea, Colţii lui Andrei, Acele Cleopatrei, Acele Ciobanului din Făgăraş, Colţii Pelegii din Retezat etc.), dar şi în Munţii Gutîi pe vîrful Igniş (fig. 20), în Masivul Rodnei etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

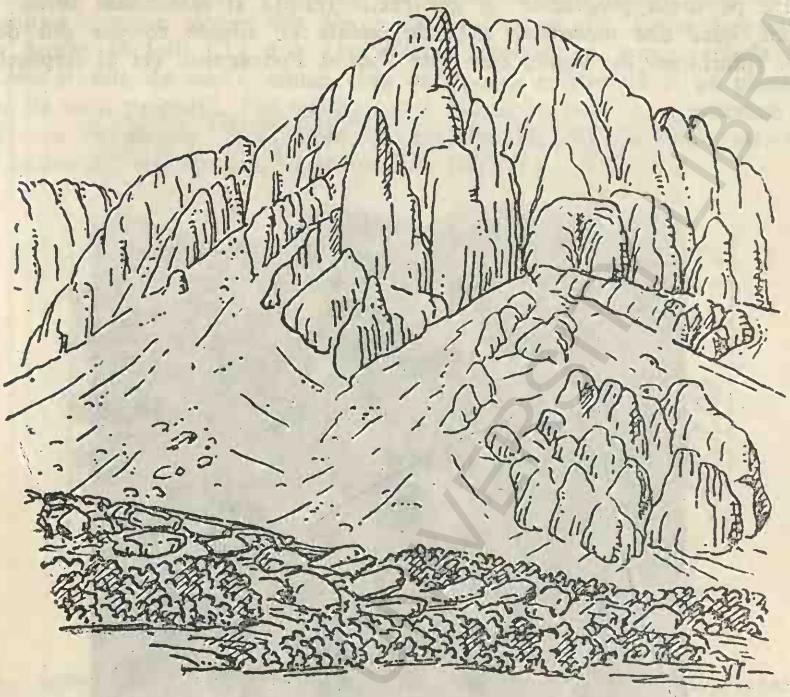


Fig. 18. — Vîrful Bucura din Retezat, specific vîrf piramidal, cu dezagregare intensă și mari grohotișuri la poale.

Fig. 19. — Turnul Porții (Munții Retezat).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Îmbinarea mai multor asemenea elemente de microrelief dă naştere la forme cu totul originale, cum sînt *periile*, ce rezultă din dezagregarea şisturilor fine ce se desfac în strate sau blocuri dispuse în evantai. Aceeaşi formă este însă descrisă şi în granite cum este „Peria" de lîngă Krasnoiarsk pe valea

Fig. 20. — Stîlp de andezit pe vîrful Igniş (Munţii Gutîi).

Eniseiului în Siberia. Şi în munţii noştri se citează o formă asemănătoare pe vîrful Peleaga în Retezat (53), rezultată din dezagregarea granodioritelor. Vîrfurile colţurate, desfăcute în evantai stau într-o poziţie instabilă, înecate la bază într-o masă de blocuri sfărîmate.

Ca forme negative menţionăm *strungile*, adevărate despicături înguste în creasta muntelui, prin care abia te poţi strecura. De felul acesta este Strunga Dracului din Făgăraş.

După cum se vede, există o întreagă familie de forme rezultate de pe urma dezagregării rocilor. Fragmentele desprinse şi fărîmiţate mai departe dau naştere la diferite forme de acumulare. Întrucît dezagregarea constă doar în fărîmiţare, transportul şi depunerea materialului desprins revin altor forţe, cum este în cele mai multe cazuri gravitaţia, care îl pune în mişcare fie prin surpare, fie prin rostogolire. În raport cu panta, rezultă forme diferite de acumulare. Cea mai frecvent întîlnită în munţii noştri este cea de *grohotiş*, rezultată din rostogolirea şi surparea chiar la piciorul stîncilor sau la baza povîrnişului supus dezagregării. Grohotişurile apar la altitudini şi în roci diferite.

În zonele de climă caldă şi aridă, unde dezagregarea lucrează prin variaţie de temperatură, şi mai ales în ţinuturile cu îngheţ prelungit, unde gelifracţia este cel mai activ agent modelator al scoarţei, munţi înalţi stau înecaţi în propriile

lor sfărîmături, grohotişurile învăluindu-i pînă la o mare înălţime. Deosebirea de fărîmiţare a rocilor prin gelifracţie şi insolaţie este că prima, pătrunzînd mai adînc, poate disloca blocuri mari, mai ales în rocile fisurate. La piciorul stîncilor sfărîmăturile acestea iau aspectul unui haos de pietre. Prin rostogolire, sfărîmă-

Fig. 21. — Cîmpuri de pietre în Masivul Pietrosul Rodnei (foto Al. Savu).

turile se împrăştie pe mari întinderi. Pe pantele mai slab înclinate se formează *cîmpuri de pietre* sau *mări de pietre (Blockfelder)*, foarte caracteristice, însă extrem de greu de străbătut, mai cu seamă că blocurile şi pietrele mai mărunte sînt încă în mare măsură mobile (fig. 21). În lungul unor văiugi, materialul acesta rezultat din dezagregare este împins mai departe şi înşirat liniar ca nişte *rîuri de pietre (coulées de pierres, stone rivers)*, ce pot fi văzute frecvent în munţii Retezat, Parîng (40), Rodnei etc. În ţinuturile polare aceste „rîuri", sau „torenţi de pietre" capătă o mare amploare. Cu totul caracteristici sînt în Munţii Hibini din peninsula Kola, unde li se spune *kurum* şi dau o notă specifică în peisaj (43).

Dacă acestea şi altele încă sînt formele care iau naştere prin dezagregarea în rocile tari pe care le fărîmiţează prin spargere sau despicare, în rocile moi, impermeabile, de felul argilelor sau al solului vegetal, dezagregarea — numai sub formă de gelifracţie — dă naştere la cu totul alte forme. Presiunea rezultată din dilatarea apei cuprinse în aceste roci are o acţiune de *bombare* la suprafaţă. Se creează astfel un relief vălurat plin de neregularităţi, foarte caracteristic pentru ţinuturile cu climate reci sau în etajele superioare din munţii zonei temperate. În raport cu panta generală a terenului, dar şi cu alte condiţii (anumite

nuanţe de climă ori de rocă), pot rezulta microforme felurite, despre care se va trata în altă parte a lucrării de faţă. Caracteristic este de asemenea şi procesul de *ridicare a pietrelor* la suprafaţa solului şi de împingere laterală, unde ele formează vălurele mai înalte circulare ori poligonale.

Dezagregarea prin umflare. Aceasta se produce cu deosebire în rocile impermeabile (argile, marne, mîluri fine etc.). În stare uscată, argila prezintă o

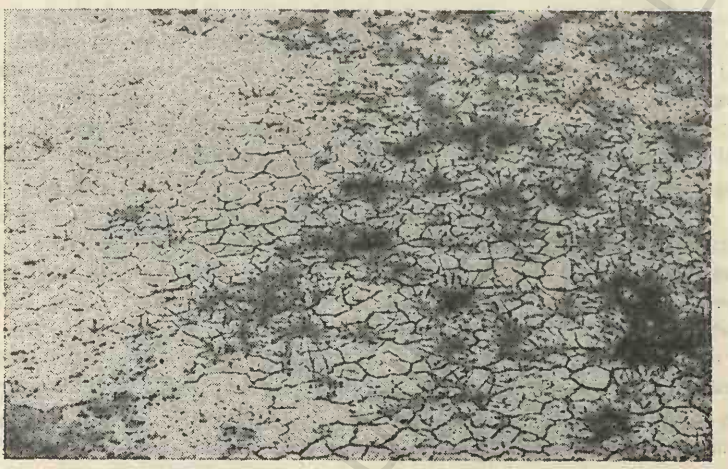


Fig. 22. — Terenuri crăpate în plăci la Policiori.

mare coerenţă datorită porilor ei strînşi. În contact cu apa, locul aerului din porii argilei este ocupat de apă, îngroşînd mult pelicula de umezeală din jurul particulelor rocii. Ca urmare roca se umflă, îşi măreşte volumul (la unele categorii de argile chiar cu 33%). Procesul acesta se produce uneori cu destulă violenţă (se citează cazul din Transcaucazia, cînd procesul de umflare provoacă bombarea terasamentelor căilor ferate) şi duce la slăbirea coerenţei rocii. Aceasta ajunge într-o stare de plasticitate accentuată, ceea ce creează o mare mobilitate stratului respectiv. Chiar unele roci tari, ca anhidrida sau gnaisul microşistos, îşi măresc mult volumul prin umflare. Construcţiile ridicate pe terenuri expuse umflării suferă deformări şi avarii cînd nu au fundaţii suficient de adînci.

Modul cum se produc dilatarea şi contractarea rocilor din această categorie se poate observa lesne în mîlurile de pe locurile inundabile. Cînd apele stagnează, ele se umflă atît lateral, cît şi pe verticală, devenind puhave, împiedicînd circulaţia. Prin uscare (rezultată din scurgerea, dar mai ales din evaporarea apelor), particulele rocii caută să revină la starea lor iniţială, adică să se prindă unele de altele. Contracţia prin uscare însă este atît de puternică, încît mîlurile se strîng în formă de plăci cu margini rectilinii despărţite între ele prin crăpături, largi de cîţiva centimetri, putînd ajunge chiar la lăţimea palmei (fig. 22). Această structură în plăci, caracteristică cîmpiilor argiloase fără scurgere sau insuficient drenate, din ţinuturile aride (cunoscute sub denumirea de *tacîre* în Asia Centrală, *sebka* în Sahara), unde apa se acumulează în strat

subţire la ploi, pentru a se evapora repede după aceea, demonstrează cît de mare poate fi dilatarea în procesul de umflare a rocilor, atingînd chiar proporţia de o cincime din întinderea iniţială. Practic, acest fel de dezagregare nu are nici o urmare morfologică cînd se petrece la suprafaţă. Revenirea umezelei reia procesul de la capăt.

În Asia Centrală Sovietică, cele mai multe şi mai caracteristice tacîre se întîlnesc în pustiurile Kizîl-Kum şi Kara-Kum, în bazinele inferioare ale fluviilor Sîr-Daria, Amu-Daria şi Murgab. Acolo sînt cîmpii argiloase endoreice şi în genere lipsite de vegetaţie. Avînd forma unor largi depresiuni, apele de ploaie se strîng pe fundul acestora inundînd întinderi considerabile de teren. Dat fiind terenul argilos impermeabil şi orizontalitatea lui perfectă, nu este nevoie decît de puţină apă, dintr-o ploaie relativ mică, pentru a se acoperi în întregime. O pătură de numai cîţiva milimetri de apă dă cîmpiei de tacîre înfăţişarea unui lac adevărat.

„După ploaie — descrie pedologul N. A. Kacinski — stratul lor de la suprafaţă se umflă tare şi devine aproape de nepătruns pentru apă şi aer. Solul devine extrem de lipicios, din el în caz de înnămolire literalmente nu se pot scoate picioarele. În bătaia soarelui, apa ce stă la suprafaţă se evaporă repede. Dispare prin capilare şi cantitatea mică de apă care a reuşit să se infiltreze în solul uscat. Împreună cu apa, la suprafaţa solului se ridică şi sărurile, dacă ele se găsesc aproape de suprafaţă. La ploaia următoare aceste săruri coboară din nou la o oarecare adîncime, iar la uscare se ridică din nou şi aşa mai departe.

Prin uscare, solul îşi micşorează volumul şi crapă. Dacă în sol se găsesc rădăcini de plante, ele se rup. Crăpăturile brăzdează tacîrele uscate în toate direcţiile. În această stare, solul se aseamănă cu un pavaj din plăci de lemn“ (42, p. 160).

Cîmpiile de felul tacîrelor, cu terenuri supuse umflării şi contractării, sînt lipsite de vegetaţie şi, sub arşiţa soarelui dogoritor de amiază, dau imaginea pustiului absolut. Vegetaţia nu poate creşte deoarece în perioadele de inundaţie plantele se înăbuşă din lipsă de aer (prin umflare se îndepărtează orice particulă de aer din rocă); după evaporarea apei, planta se sufocă de arşiţă şi de lipsă de umiditate; mai intervine însă şi procesul mecanic datorită căruia rădăcinile se rup prin crăparea poligonală a solului. Singurele plante care cresc pe tacîre — şi acelea extrem de rare şi pipernicite — sînt unii ciulini, un spin numit iarba cămilei şi pelinul de mare.

Cînd însă stratul de argile ori de marne se află mai la adînc, prins între stratele permeabile prin care apa se poate infiltra cu uşurinţă pentru a ajunge să satureze stratul impermeabil, se creează un adevărat plan de mare mobilitate a particulelor componente, care prin mărirea volumului şi deci a presiunii ce exercită creează condiţiile alunecării întregului pachet de strate de deasupra. Iată de ce pentru dezlănţuirea alunecării în asemenea condiţii nu este necesară decît o cauză exterioară cu totul neînsemnată: o supraîncărcare cu construcţii sau cu materiale provenite din surpări, un adaos de ape de infiltrare, ori chiar numai trepidaţiile produse de un tren în mişcare sau ale unei explozii într-o carieră. Iată cum se explică frecvenţa alunecărilor în regiunile cu argile, cu marne sau cu şisturi argiloase.

Cînd stratul impermeabil îmbibat cu apă este prins ca într-o menghină între alte strate rigide, prin mărirea volumului datorită apei, el exercită o atît de mare presiune laterală, încît reuşeşte să onduleze şi stratele de rocă mai tare între care se află, dînd naştere la *false cutări*, cum se văd în multe locuri prin ţinuturile deluroase de la noi. Exemple tipice de asemenea cutări false (fig. 23)

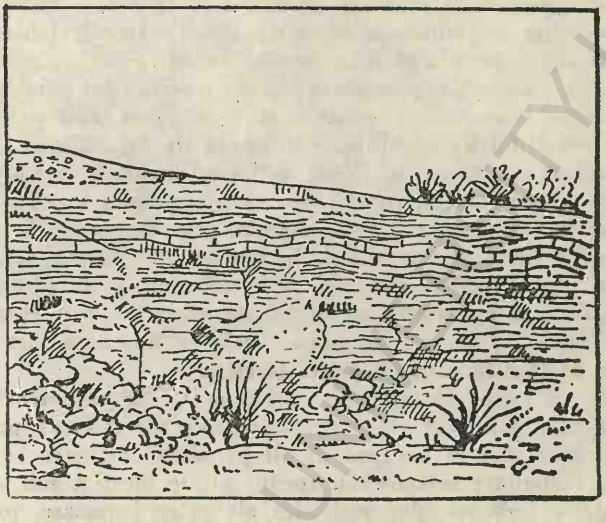


Fig. 23. — Cutări false în stratele orizontale ale Dobrogei de sud (după I. Simionescu).

sînt citate în Dobrogea sudică (63). Acelaşi proces de umflare se poate observa destul de frecvent şi în stratele de gips care se ondulează în mici încreţituri locale prin părţile Clujului. Acolo intervin însă şi procese de alterare, adică de modificare în însăşi constituţia rocii.

Dar umflarea rocilor argiloase şi marnoase ce se produce în adînc poate pricinui uneori distrugeri mari în armăturile galeriilor de mină. În ţara noastră, fenomenul este cunoscut cu deosebire la unele mine de lignit din Subcarpaţii Munteniei, precum şi în mina de la Ţebea pe valea Crişului Alb.

Cercetările au arătat că fenomenul de umflare a formaţiilor argilo-marnoase în minele de la Mărgineanca şi Cîmpulung este atît de puternic, încît face ca „galeriile săpate şi susţinute cu desiş cu cadre octogonale de lemn de stejar să fie distruse uneori în cîteva zile, devenind complet inutilizabile". Din această cauză galeriile minei de la Mărgineanca se rearmează aproape complet din 6 în 6 luni. Presiunea datorită fenomenului de umflare a rocii este atît de puternică la Ţebea, încît susţinerea galeriilor chiar cu betonite sau bolţari de andezit este repede distrusă. La mina Şotînga armăturile de stejar care susţin galeriile încep să se rupă după 2-3 zile de la montare. „Dacă galeria rămîne nearmată, fenomenul de umflare este vizibil la 2-3 ore de la săpare". Cea mai mare amploare iau procesele de umflare în formaţiile argilo-marnoase, de vîrstă meotică şi daciană ; ea se reduce unde marnele sînt nisipoase (34, p. 242).

Dezagregarea prin acţiunea vieţuitoarelor. Deşi în aparenţă mai puţin spectaculoasă ca dimensiuni decît cea rezultată prin cauze fizice (schimbări de temperatură, îngheţ-dezgheţ); are în realitate proporţii însemnate prin larga ei repartiţie teritorială. Cu mici întreruperi, vieţuitoarele sînt prezente aproape pretutindeni pe suprafaţa globului pămîntesc. Chiar în condiţii în care se părea că viaţa nu este cu putinţă, se constată prezenţa ei.

Cercetările efectuate în ultimele decenii scot la iveală constatări umitoare în privinţa rezistenţei vieţuitoarelor la temperaturi extreme (chiar peste limita fierberii sau sub cea a lichefierii hidrogenului lichid).

În pămînt vieţuitoarele pătrund pînă la mari adîncimi; unele coboară chiar sub 500 m, limita maximă pînă la care se poate găsi oxigenul liber de care au nevoie majoritatea organismelor (dincolo de această limită fiind domeniul fiinţelor anaerobe). Dacă la aceste adîncimi numărul vieţuitoarelor este restrîns, pînă la cîteva zeci de metri în scoarţa pămîntului însă mulţimea şi varietatea vieţuitoarelor este extremă. Acesta este domeniul în care acţiunea biosferei asupra litosferei se exercită la maximum sub formă de dezagregare, adică de fărîmiţare a rocilor, dar mai ales sub formă de alterare, adică de transformare chimică a materiei minerale şi de concentrare a elementelor necesare nutriţiei plantelor. Prin aceasta organismele se dovedesc factori de energie extrem de activi în transformarea scoarţei terestre.

În ceea ce priveşte *dezagregarea* pricinuită prin acţiunea vieţuitoarelor, ea capătă forme mai puţin complexe decît procesele de *alterare* pe care le produc acestea şi despre care se tratează în alt paragraf. Acţiunea cea mai răspîndită este cea de fărîmiţare mecanică a rocilor aflate imediat sub sol. Rădăcinile adînci ale plantelor ierboase, dar mai ales ale celor lemnoase, prin marea lor putere de pătrundere (asociată şi cu o acţiune chimică de dizolvare) crapă rocile cele mai tari, le dizolvă şi le fărîmiţează (fig. 24). Presiunea pe care rădăcinile arborilor o exercită, prin creştere, asupra pereţilor crăpăturilor în care au pătruns este de 30-50 kg/cm² (5). Supuse la o asemenea apăsare laterală, rocile cele mai tari se crapă. Un strat de beton şi asfalt gros de 10 cm şi chiar mai mult este spart cu uşurinţă prin creşterea rădăcinilor arborilor de pe bulevarde. Trotuarele se bombează, bordurile lor de piatră masivă sînt dislocate. La fel se observă cu unele ziduri groase de cetate invadate de pădure: trecerea peste veacuri nu le-a distrus cît le distruge un arbore ce creşte lîngă ele. În natură exemple de despicare a stîncilor prin rădăcinile arborilor se pot vedea la tot pasul.

Adîncimea pînă la care pătrund în medie rădăcinile arborilor din pădurile noastre este de 5-10 m. Unii arbori însă pătrund mult mai adînc cu rădăcinile lor, făcîndu-şi loc prin masa rocilor, astfel că se poate considera că aceste plante lucrează în paralel cu dezagregarea prin gelifracţie, ori cu unele procese profunde de alterare.

Unii arbori — mai ales cei ce cresc în climat uscat — au un sistem radicular ce depăşeşte în lungime partea lor aeriană. Astfel saxaulul, ce creşte prin Asia Centrală, cu toate că nu ajunge decît la 8—9 m înălţime, are rădăcini ce pătrund în pămînt peste 11 m, iar salcîmul de nisip (*Ammodendron conollyi*), cam de aceeaşi talie, are rădăcini lungi de 19 m. Mulţi arbori — şi mai ales cei din ţinuturile de uscăciune accentuată — îşi întind mult rădăcinile în adîncime, cu

tendinţa de a ajunge la pînza de apă subterană. La săparea Canalului de Suez s-a găsit un *Tamarix* a cărui rădăcină a străbătut 30 m prin pămîntul sfarogit al pustiului pentru a ajunge la pînza de apă subterană.

Fig. 24. — Rădăcinile din sol care îl dislocă şi îl armează.

Chiar unii dintre arborii pădurilor noastre fagi sau stejari, îşi coboară excepţional rădăcinile peste 20 m. Dar nu numai arborii, ci şi unele plante ierboase străbat cu rădăcinile lor întreaga pătură de sol şi pătrund destul de mult şi în roca de dedesubt.

Rădăcinile arborilor şi ale unor plante lemnoase conlucrează sau pregătesc terenul altor procese mecanice sau chimice în dislocarea şi fărîmiţarea rocilor. Nu scapă nici chiar pietrele cele mai tari. Sînt cunoscute unele specii de pin (cum este pinul austriac) care creşte cu uşurinţă direct pe stîncile de calcar, înfigîndu-şi rădăcinile în cele mai înguste fisuri ale rocii, pe care le lărgeşte

BOTANICAL CENTRE LIBRARY

fărîmiţînd cu timpul partea superioară a stîncii. Asemănătoare sînt *Pinus pallasiana, Abies pallasiana, Abies nordmanniana* şi o serie întreagă de arbuşti, care pot creşte pe formaţiuni calcaroase dezgolite. Mesteacănul pufos de Başki-

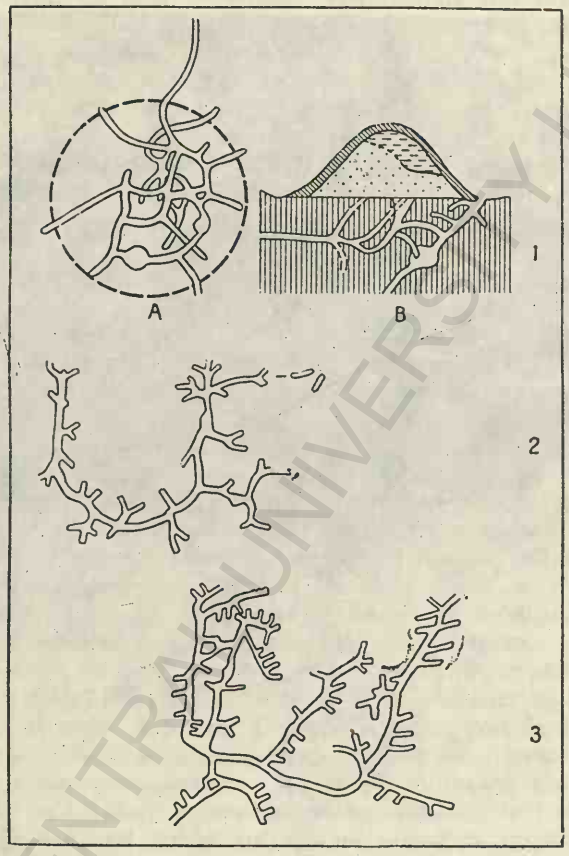


Fig. 25. — Complexitatea vizuinilor subterane ale unor mici rozătoare. *1, Mus musculus hortulanus* din stepele ucrainene ; (*A*, în plan, *B*, în secţiune verticală) ; *2, Microtus socialis* din aceleaşi stepe ; *3, Ellobius talpinus* din stepele kirghize (după N. Naumov).

ria se fixează direct pe stîncile cu gips. În această privinţă nu trebuie trecute cu vederea *friganele,* acele fitocenoze de semiarbuşti xeromorfi ce se fixează direct pe piatră şi mai mult chiar pe povîrnişuri de piatră prăpăstioase. Unele specii ale acestor fitocenoze nici nu se deosebesc la înfăţişare de pietre (43) şi-şi îndeplinesc acolo rolul de transformare a rocii inerte.

Animalele au de asemenea o acţiune de fărîmiţare a părţii superioare a scoarţei terestre. O întreagă lume de animale, de la cele microscopice pînă la

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

insecte şi mamifere, mişună în pămînt. Se constată de exemplu că 95% din insecte îşi duc cel puţin o parte a vieţii lor (în stare adultă sau mai ales larvară) în pămînt. Se adaugă o întreagă lume de animale inferioare şi chiar de mamifere (rozătoare, insectivore). Ele contribuie activ la pătrunderea aerului şi apei în sol, deschizînd astfel calea dezagregării şi alterării directe a rocilor de dedesubt prin cei mai activi factori exogeni. Astfel, multe dintre ele (rîme, furnici, cîrtiţe, ţistari, hîrciogi etc.) sapă galerii (fig. 25), îşi creează depozite de hrană, afînează şi amestecă solul, transportă în adînc frunze şi cetină, ridică la suprafaţă pămîntul şi înalţă muşuroaie. Unele terenuri capătă un microrelief cu totul caracteristic datorită acestor muşuroaie. În ţinuturile de stepă, unde cîrtiţele şi furnicile trăiesc în proporţie mai mare, s-au putut număra mai multe zeci de mii de muşuroaie pe un hectar şi, calculîndu-se suprafaţa ocupată de aceste ridicături de pămînt practic inutilizabile, s-a constatat că ele acoperă pînă la 2 000 m² la hectar. S-au numărat de asemenea pînă la 3 000 de deschideri ale vizuinilor de popîndăi la hectar şi pînă la 40 000 de galerii de şoareci de cîmp la hectar. Dar şi unele păsărele sapă cuiburi şi galerii în maluri. Sînt cunoscute sub acest raport unele rîndunele litorale care scobesc mii de galerii în malurile de loess sau în cele alcătuite din roci relativ friabile, contribuind în felul acesta la distrugerea falezelor. Şoarecele săritor şi iepurele de pămînt, care trăiesc prin pustiurile asiatice, dezgropînd din pămînt rădăcinile rogozului de nisip, plantă fixatoare importantă în acele ţinuturi, transformă dunele fixate în nisipuri mişcătoare (43).

Este, aşadar, o activitate intensă de fărîmiţare a solului, ba chiar şi a rocii aflate la baza acestuia, înlesnind prin aceasta pătrunderea şi acţionarea directă a altor agenţi modelatori.

Încă din secolul trecut Ch. Darwin a arătat rolul important pe care-l au rîmele în fărîmiţarea solului, în transportarea particulelor de pămînt dintr-un loc în altul şi de crearea humusului.

Darwin a cercetat cu atenţie activitatea rîmelor şi a constatat că ele scobesc solul pînă la 1,50 m adîncime. S-a socotit că în 50 de ani rîmele prefac complet solul unei livezi pe o grosime de 25 cm, aducînd la suprafaţă pămîntul foarte fin care a trecut prin tubul lor digestiv. Dacă în subsol este calcar, acesta este adus la suprafaţă şi după 50 de ani devine un adevărat îngrăşămînt. Numai după 25 de ani solul fusese prefăcut pe o grosime de 17 cm prin singura acţiune a rîmelor (29). Se ştie că în ţările calde trăiesc rîme de dimensiuni mult mai mari decît cele de la noi, ajungînd la cîteva zeci de centimetri lungime, ba chiar şi la 1 m. Activitatea lor geofagă este extrem de intensă. Ele scot la suprafaţă grămăjoare de pămînt mestecat, ce se înalţă ca nişte mici coloane de 3—4 cm înălţime, ceea ce dă locurilor netede o înfăţişare ciudată.

Importante modificări în peisaj aduc de asemenea castorii, prin construirea stăvilarelor din crengi şi trunchiuri lipite cu argilă şi mîl, lungi de zeci de metri (în Montana, la poalele Munţilor Stîncoşi, un stăvilar de 4 m înălţime are circa 650 m lungime). Acestea dau naştere unor adevărate lacuri de acumulare, înalţă nivelul rîurilor şi duc la lărgirea văilor şi la aluvionarea lor intensă.

Mult mai însemnat este rolul microorganismelor. Cum însă ele lucrează şi pe calea transformării chimice a rocilor, acţiunea lor se tratează în legătură cu procesele de alterare.

2. ALTERAREA

Fărîmiţarea scoarţei terestre se produce însă şi pe altă cale, prin procese de *alterare* sau *descompunere* chimică a rocilor. Unii oameni de ştiinţă le mai denumesc şi procese de *dizolvare,* cu toate că noţiunea de alterare este mai largă decît aceea de dizolvare, cuprinzînd şi alte procese. Spre deosebire de dezagregare, care efectuează o simplă fărîmiţare mecanică a rocii, neintervenind schimbări în însăşi compoziţia ei moleculară, alterarea presupune transformarea unora dintre mineralele componente care au anumite proprietăţi în produse noi cu alte proprietăţi, ca în orice proces chimic.

Alterarea poate lucra paralel cu dezagregarea. Sînt două fenomene care nu numai că nu se exclud, dar îşi înlesnesc unul altuia calea. Astfel, în măsura în care fărîmiţarea mecanică este mai dezvoltată, ia amploare şi alterarea rocii, întrucît suprafaţa liberă care poate fi atacată de agenţii chimici devine mereu mai mare.

Calculele arată că dacă se fărîmiţează un cub de rocă cu latura de 1 cm şi deci cu o suprafaţă exterioară de 6 cm^2 în bucăţele mai mărunte avînd latura doar de 0,01 mm, suprafaţa totală a materialului fărîmiţat atinge 6 000 cm^2; dacă bucăţelele acestea se fărîmă şi mai mărunt, de exemplu cu latura de $1x10^{-10}$ cm, atunci suprafaţa totală a particulelor, deci suprafaţa de atac a agenţilor externi, atinge 6 km^2, adică se măreşte de 10 miliarde de ori (43).

Alterarea poate lucra şi independent de dezagregare; poate chiar pregăti calea dezagregării căci în mod obişnuit pătrunde mult mai adînc în scoarţa terestră. De exemplu, în granite, fisurile provocate de alterare se întîlnesc pînă pe la 100 m, iar în gresii la adîncimi şi mai mari. S-a observat că în afară de rocă există şi o influenţă a topografiei asupra extensiunii alterării; astfel părţile mai proeminente ale reliefului sînt supuse în general la o alterare mai densă (60).

Cum acţionează alterarea. În natură există numeroase substanţe care acţionează asupra rocilor prin procese de alterare. Între acestea, mai active sînt unele gaze din compoziţia atmosferei, ca: bioxidul de carbon, oxigenul şi chiar fumul (sub formă de CO_2, SO_2 etc.), apoi diferite săruri (cloruri, sulfaţi, nitraţi) cuprinse chiar în roci şi vehiculate prin intermediul apei dintr-un orizont într-altul, microorganismele şi chiar unele vieţuitoare superioare.

Gazele şi sărurile acţionează mai întotdeauna cu ajutorul apei. *Apa* le poartă dintr-un loc în altul, rupînd starea de echilibru a rocilor prin punerea acestora în prezenţa unor substanţe aduse din altă parte. Apa fixează anumite substanţe gazoase şi tot ea dă puteri înzecite substanţelor puse în stare de soluţie faţă de starea lor solidă sau gazoasă. Datorită însuşirilor arătate, cea mai mare parte a proceselor de alterare se produc prin mijlocirea apei. Chiar sub formă de *ceaţă* ea exercită o acţiune destul de vie, avînd proprietatea de a fixa gazele nocive.

În regiunile puternic industrializate sau în marile centre urbane, unde datorită condiţiilor climatice proprii ceaţa este mai frecventă decît în împrejurimi, ea devine dăunătoare chiar oamenilor. Unindu-se cu fumul, formează *smogul,* o ceaţă gălbuie, sufocantă, dăunătoare pentru căile respiratorii (se dă exemplul unui smog la Londra, din 4—9 decembrie 1952, care a pricinuit

moartea a peste 4 000 de suferinzi de căile respiratorii). Aceste ceţuri au o acţiune puternic corosivă asupra materialelor de construcţie, inclusiv metalele.

Sub acţiunea lor, rocile (indiferent că este vorba de granite, calcare ori gresii) ajung ciuruite, feţele lor netezite ca oglinda devin treptat zgrunţuroase, muchiile se tocesc, iar pietrele se cojesc cu timpul ca şi cum ar fi alcătuite din strate suprapuse, independente unele de altele, ceea ce duce alterarea mereu mai spre adînc. Iată de ce rocile din regiunile puternic industrializate prezintă o coroziune specifică, datorită ceţurilor amestecate cu gaze nocive.

Aşa se explică faptul că obeliscurile, care mii de ani s-au păstrat netede în ţinuturile tropicale uscate ale Egiptului, au ajuns ciuruite şi zgrunţuroase numai la cîteva decenii după ce au fost strămutate în ţinuturile cu climat oceanic umed şi cu frecvente ceţuri de la Paris şi New York.

Zăpada şi *aerul marin* sînt de asemenea active în opera de descompunere chimică a rocilor, deoarece zăpada conţine fixate în steluţele ei mai multe gaze decît ploaia şi care persistă timp mai îndelungat, dînd posibilitatea unei infiltrări mai încete, deci a unei acţiuni mai persistente asupra rocii. Aerul marin este mai activ decît cel continental, datorită conţinutului său în vapori şi săruri (clorura de sodiu, clorura şi sulfatul de magneziu) cu care atacă rocile. Zăpada acţionează asupra rocilor mai ales primăvara la topire, creînd pe calcare o patină de descompunere gălbuie-roşiatică datorită oxizilor de fier, cum se semnalează în porţiunea Langa — Galbena — Roşu din Făgăraş sau brună-roşiatică pe rocile cristaline, cum se vede pe cornişa amfibolitică din circul glaciar Bîlea al aceluiaşi masiv (53). Zăpada exercită şi o acţiune corosivă cu deosebire asupra povîrnişurilor calcaroase slab înclinate, conlucrînd cu apele din ploi la crearea acelor şănţuleţe neregulate cunoscute sub denumirea de *lapiezuri* (frecvente la noi în munţii Bucegi, Albele, Piule-Iorgovanu etc.).

Apa, cu deosebire cea de ploaie, atît de răspîndită pe glob, lucrează direct asupra rocilor prin dispersare (umflarea rocilor şi desfacerea moleculelor), fenomen fizic analizat la capitolul dezagregare, prin dizolvare (asupra părţilor solubile din rocă), prin hidratare (legarea moleculelor de apă cu cele din minerale anhidre) şi chiar prin hidroliză.

Ca dizolvant, apa atacă rocile şi mineralele în măsura solubilităţii fiecăreia. Astfel sarea se dizolvă foarte uşor. Un litru de apă poate topi la temperatura de 20°C (adică la temperatura obişnuită a apelor în timpul verii) mai mult de un sfert de kilogram de sare, anume 264 g. Gipsul se dizolvă mai anevoie; la aceeaşi temperatură, un litru de apă dizolvă doar 2 g. Calcarul se dizolvă şi mai puţin, în aceleaşi condiţii doar 0,014 g. Dar această mică proporţie de rocă dizolvată reprezintă totuşi foarte mult atît datorită largii răspîndiri a fenomenului pe faţa pămîntului, cît şi a îndelungatei lui desfăşurări în timp. Trebuie să menţionăm însă că acţiunea de dizolvare a apei creşte cu cît ea este mai caldă. Astfel la 10°C are o putere de dizolvare de două ori mai mare decît în apropierea temperaturii de îngheţ, iar la temperaturi mai ridicate puterea ei de dizolvare creşte treptat[1]. Aşa se explică de ce în ţinuturile dintre tropice, acolo unde există anotimp ploios şi ploile cad calde (în jur de 30°C), pînă şi silicea (cuarţul) ce rămîne insolubilă în celelalte climate ale globului, este dizol-

[1] Astfel la 40°C un litru de apă poate dizolva: 267 g de sare, ori 2,11 g de gips, ori 0,0155 g de calcar.

vată, astfel că rocile care o conţin sînt supuse unei intense alterări, de pe urma căreia rezultă formaţiuni caracteristice. Puterea ei de dizolvare creşte însă şi mai mult cînd se încarcă cu bioxid de carbon. Chiar $CaCO_3$, pe care apa curată îl dizolvă într-o măsură extrem de redusă (0,014 g la litrul de apă), devine de circa 30 de ori mai solubil în apa încărcată cu bioxid de carbon. Chiar acizii humici din sol dau apei o mare putere de dizolvare. În fenomenul acesta, puţine roci scapă de acţiunea de alterare a apei. Gipsul este dizolvat cu repeziciune de-a lungul fisurilor, formîndu-se în masa lui goluri ce dau naştere la surpări, apărînd la suprafaţă pîlnii cunoscute în Alpii francezi sub numele de *oulettes* (39). Calcarele se dizolvă în aşa măsură încît dau o întreagă familie de forme de relief, cunoscute sub denumirea de *relief carstic.* Feldspaţii, parte esenţială din componenţa rocilor eruptive, sînt de asemenea descompuşi în hidroxid de Al, silice hidratată şi baze (de K, Na, Ca) sau sînt transformaţi în silicaţi secundari hidrataţi, schimbînd stîncile tari de granit sau de porfir în mormane de argile cu grăuncioare mai tari printre ele. Nu scapă deci nici cuarţul.

Forme interesante rezultă pe această cale din alterarea granitelor. Pe suprafeţe apropiate de orizontală se dezvoltă, sub acţiunea apei, adinciturі specifice *(rock-pits)* ; nici terenurile în pantă nu sînt cruţate de această acţiune. Studiile asupra acestor forme în terenuri granitice, denumite *gnammas* în Australia, arată variante destul de diferite (66).

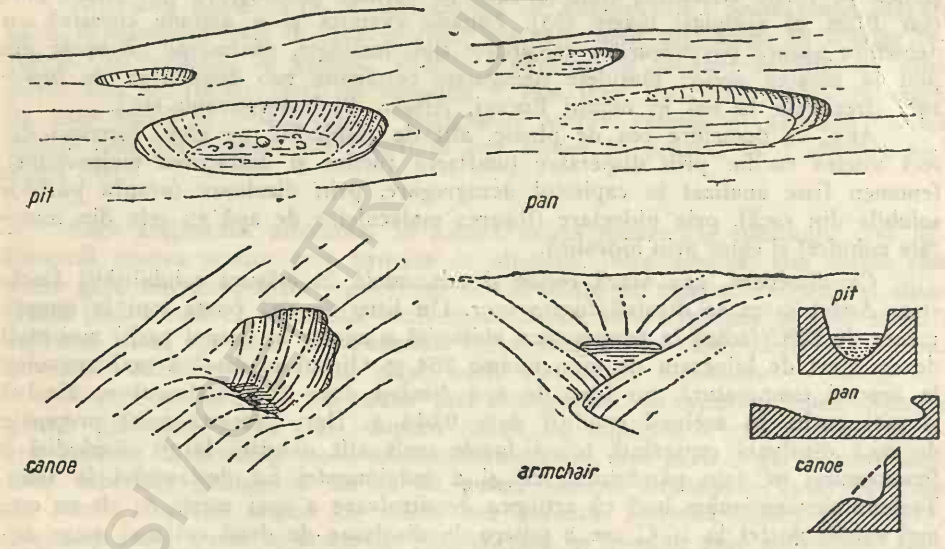


Fig. 26. — Diferite forme de *gnammas* rezultate din alterarea granitelor în Australia (după T w i d a l e şi C o r b i n).

Au fost deosebite astfel : gropi aproape circulare *(pit),* pe fundul cărora persistă apa şi depuneri reziduale şi uneori chiar o vegetaţie specifică (fig. 26), cuvete mai largi şi mai puţin adînci cu fundul plat *(pan),* scobituri laterale pe pante (fig. 26), de formă emisferică *(canoe)* sau ca un jilţ rotunzit asemănă-

tor unei obîrşii de vale *(armchair)*. Asemenea forme par să rezulte şi la alterarea de suprafaţă a altor roci magmatice.

În alte condiţii, de exemplu în climatul umed, sub învelişul pădurii ecuatoriale, iau naşere de asemenea microforme specifice (ca nişte mici circuri sau ca nişte mici depresiuni), cercetate în amănunt de J. P. Bakker în Surinam (30).

Apa alterează rocile şi prin *hidratare*, proces tot atît de răspîndit ca şi cele precedente. Pătrunzînd în rocă, moleculele de apă înconjură cationii acesteia ca într-o manta izolatoare, slăbind sau chiar întrerupînd astfel forţele de atracţie dintre ei şi anionii cu care alcătuiesc împreună reţelele cristaline ale mineralelor. Prin aceasta moleculele de apă îndeplinesc rolul de izolator ce împiedică trecerea liniilor de forţă spre exterior; urmarea directă a hidratării sînt afînarea şi chiar dezintegarea mineralelor (5). Un exemplu tipic de hidratare se observă la gips (sulfatul de calciu anhidru). Fiecare moleculă din acest mineral se combină cu două molecule de apă, dînd sulfatul hidratat de calciu. Schimbarea se produce cu repeziciune şi are ca urmare o mărire a volumului cu 33%. Roca se *umflă*[1] producînd dislocări şi încreţituri ale stratului de gips de tipul falselor cutări despre care am pomenit anterior. La fel se întîmplă şi cu alte roci, de exemplu cele magmatice, din această combinaţie rezultînd compuşi numiţi hidraţi. Prin hidratare hematita trece în limonită (gălbuie-roşcată). Fenomenul se întîlneşte în natură sub forma *pălăriei de fier* de la capătul superior al filonului. Aşadar prin hidratare rocile se afînează, iar prin repetarea fenomenului ajung să se dezintegreze. Cum pătrunderea apei în roci nu este un fenomen ce se petrece doar la suprafaţă, ci atinge adîncimi mari, hidratarea alterează mase însemnate ale scoarţei terestre, luînd-o înaintea celorlalte procese (fizice şi chimice) de fărîmiţare a rocilor celor mai dure.

La aceasta se adaugă fenomenele de *hidroliză*, adică de descompunere în apă a unei sări în acidul şi baza corespunzătoare (ca rezultat al reacţiei acesteia cu ionii H^+ şi OH^- ai apei), prin care se creează o solubilizare accentuată unor elemente insolubile sau greu solubile cum este silicea şi aluminiul, deschizînd astfel calea alterării silicaţilor, atît de larg răspîndiţi în natură. Alterarea aceasta nu reprezintă aşadar o dizolvare, ci un fenomen mai complex, cu schimb de cationi ce se deplasează în soluţie. La început se disociază elementele cele mai slab legate, de la periferia reţelei cristaline (Ca, Mg, K, Na), producîndu-se astfel un schimb de cationi între apa disociată şi reţeaua cristalină. Prin aceasta, reţeaua îşi pierde stabilitatea şi începe eliminarea silicei (5). În continuare, procesul acesta duce şi la eliminarea fierului ca oxid feric ce se hidratează dînd hematita (de unde culoarea roşie a formaţiunilor rezultate, de exemplu laterita). Cel din urmă cedează aluminiul, ce trece în hidroxid de aluminiu; astfel că întreaga rocă a suferit schimbări fundamentale. Procesul de hidroliză împreună cu cel de hidratare au un rol deosebit de însemnat în alterarea rocilor cu conţinut de silice (mai ales din grupa feldspaţilor). Cea mai tipică răsfrîngere în relief a proceselor de hidroliză este cea de descuamare, de jupuire a stîncilor, fenomen frecvent în ţinuturile cu climă ecuatorială şi subecuatorială.

[1] Nu este un proces fizic de *umflare* ca al argilelor îmbibate cu apă, ci un proces chimic ce se produce cu schimbarea compoziţiei mineralului respectiv.

Pătrunderea apei prin diaclaze în adîncul rocii întețește atît de mult hidroliza în climatele calde, încît aceasta devine unul din principalii agenți ai alterării.

În raport cu adîncimea și modul de asociere a proceselor se deosebesc: *o alterare superficială (Oberflächenverwitterung)*, la care participă, alături de hidratare și hidroliză, coroziunea acidă, oxidarea, insolația, gelivația ș.a., și *o alterare adîncă (Tiefenverwitterung)*, unde lipsesc componenții dezagregării, insolația și gelivația. Interesant în această privință este studiul lui H. Wilhelmy în care se face analiza diferitelor tipuri de modelare prin asocierea diverselor procese de alterare (și dezagregare), prin succesiunea climatelor în timp (67).

În linii mari se poate spune că în țările tropicale hidroliza se asociază frecvent cu oxidația, care o maschează întrucîtva prin produsele ei; în cele arctice ea este covîrșită de gelivație.

Se vede așadar că, prin circulația ei în natură, apa atacă singură sau în asociere cu diferite substanțe întîlnite în circuitul ei neîntrerupt majoritatea rocilor ce alcătuiesc scoarța pămîntului. Efectul acestei alterări este eliminarea bazelor solubile (potasiu, sodiu, calciu) și, ca urmare, punerea într-o concentrare relativă a substanțelor puțin solubile ca aluminiul și siliciul.

Bioxidul de carbon din aer ori din sol (care se generează mereu prin descompunerea materiei organice sau prin respirația florei și faunei etc.) mărește puterea de dizolvare a apei, cum am arătat, și aduce schimbări în roci prin procesul de carbonatare. Împreună cu apa, bioxidul de carbon (CO_2) dă acidul carbonic (H_2CO_2), care lucrează foarte activ asupra rocilor calcaroase și chiar asupra celor eruptive care cuprind feldspați.

Calcarul (carbonat de calciu), relativ puțin solubil, este transformat în bicarbonat de calciu, care se dizolvă de 30 de ori mai ușor. La suprafață, calcarele se dizolvă cu timpul chiar și în condițiile climatului nostru, dar mai ales în ținuturile mediteraneene mai calde, nerămînînd de pe urma lor decît niște argile roșcate foarte feruginoase, cunoscute sub denumirea de *terra rossa*. În țara noastră formațiuni de *terra rossa* se întîlnesc în masivele calcaroase din Banat, la Carașova, în împrejurimile localității Băile Herculane, în Podișul Mehedinți etc. Dizolvarea aceasta nu se produce însă numai la suprafață, în care apa sapă șănțulețe neregulate numite *lapiezuri* sau *karren*, ci urmează calea fisurilor din rocă, pe care cu timpul le lărgește pînă la dimensiunile unor crăpături și goluri vizibile, căci în calcare apa încărcată cu acid carbonic dizolvă fără a putea să încrusteze fisurile sau crăpăturile rocii, cum se întîmplă la formarea stalactitelor din peșteri. Excesul de acid carbonic începe prin a favoriza dizolvarea, pentru ca pe urmă să se degaje în aer, iar carbonatul să se precipite (45). La interferența fisurilor, atacul rocii este mult mai activ, formîndu-se așa-numitele *puțuri de lapiez (lapie-wells)*, ce se adîncesc repede. O parte din crăpăturile rezultate din dizolvare duc astfel la separarea din stîncă a unor blocuri de mărimi diferite care se rostogolesc pe pante sau se surpă, continuînd astfel să se fărîmițeze mai departe prin zdrobire sau să fie atacate prin dezagregare. Alte crăpături, mai în interiorul masivului calcaros, lărgindu-se treptat, dau naștere la galerii sau peșteri. Cu timpul acestea pot evolua prin prăbușirea plafoanelor, luînd forma de văi oarbe (fig. 27). Pe fața pămîntului

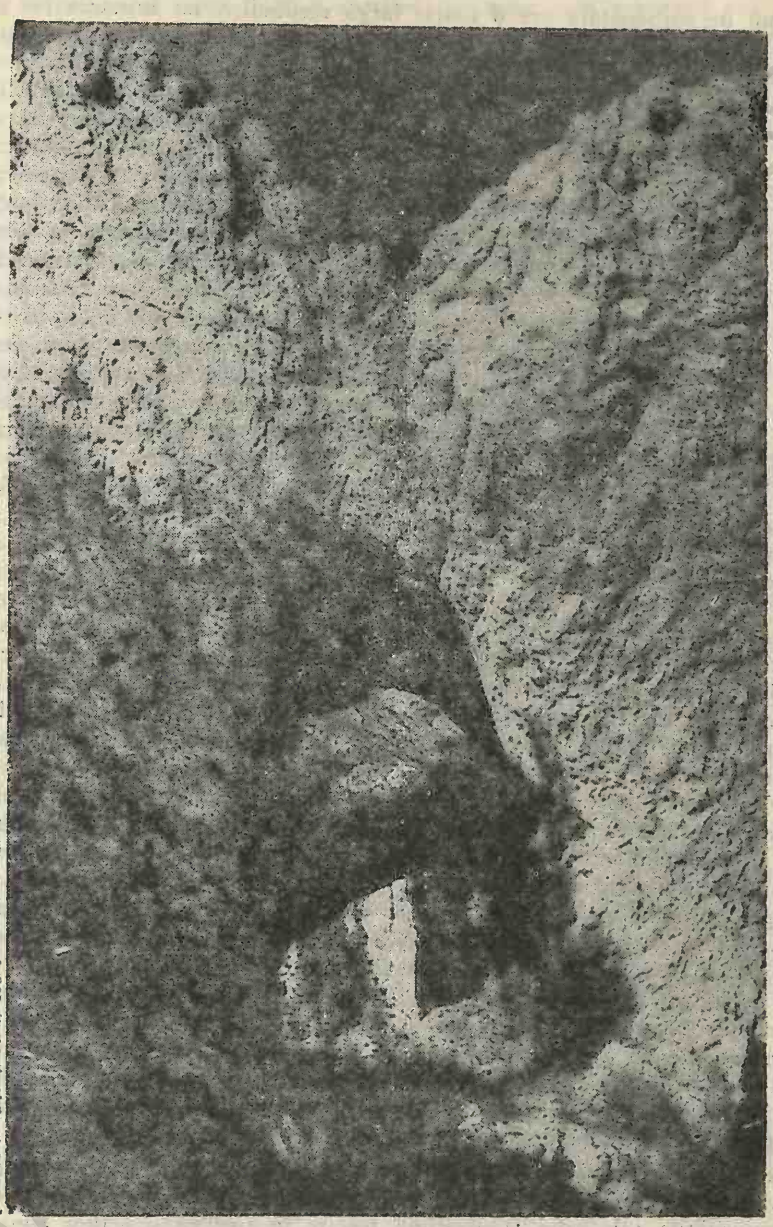


Fig. 27. — Zaplaz în Piatra Craiului : surparea plafonului peșterilor duce cu timpul la formarea unor văi în chei (foto Gh. Iurașog).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fenomenul de carbonatare are o foarte largă răspîndire, iar urmarea lui vizibilă în peisaj este întreaga categorie a formelor carstice despre care ne vom ocupa mai departe.

În afara proceselor de dizolvare a calcarelor în anumite condiţii climatice de uscăciune, în natură se petrece şi fenomenul invers *de concentrare* a calcarului din roci în cuprinsul cărora se află răspîndit difuz. Un exemplu caracteristic de asemenea alterare se întîlneşte în Pampasul Central Argentinean şi mai ales în părţile din jurul masivelor muntoase izolate Sierra Tandil şi Sierra Ventana. Într-un climat uscat şi cald, cu intensă evaporare datorită şi vînturilor puternice, peste aluviunile groase ale cîmpiei s-a format o placă dură de calcar numită local *tosca.* Această placă acoperă întinderi enorme, fiind de o netezime ideală, întreruptă doar din loc în loc de butoniere sau mici văi în chei, formate recent prin dizolvarea calcarului. Acelaşi fenomen se poate vedea şi mai la nord de Chaco. Cînd intersectează această placă tare, rîurile fac cataracte (35). În mic, un proces asemănător se petrece şi în ţinuturile noastre prin crearea orizontului de *concreţiuni calcaroase* în depozitele de loess. Prin decalcifiere, particulele de calcar cuprinse în această rocă sînt concentrate (nu însă în totalitate) prin infiltrarea apelor într-un orizont inferior iluvial, unde apele saturate părăsesc în acest mediu poros concreţiuni calcaroase de forme foarte neregulate, denumite *păpuşi de loess (Lösspuppen).* Paralel cu aceasta însă, loessul sărăcit de calcare şi îmbogăţit în argile, capătă tot mai mult caracteristice de lehm.

Calcarele conţin întotdeauna şi o anumită proporţie de argile (proporţie ce poate depăşi chiar 25%) şi uneori magneziu. Cînd acesta din urmă se concentrează în carbonat dublu de calciu şi magneziu, dă *dolomita.* În această rocă apele încărcate cu CO_2 acţionează doar asupra calcarului, restul rămînînd pe loc. Rezultă microforme foarte variate, neaşteptate adeseori, ce dau pitorescul unor părţi din Tirol.

„Fiind mai rezistente şi mai greu solubile, formele de teren constituite din dolomite au înfăţişări caracteristice, cu o sculptură fină, numai ace, turnuri, piramide. Munţii Dolomitici din Alpii de sud datoresc frumuseţea lor unică tocmai chipului cum reacţionează dolomita faţă de agenţii atmosferici" (62, p. 41). Cînd apele pătrund prin fisurile acestei roci, creează dolomita *vacuolară,* cu pungi adînci ca de fagure *(cargneule* în franceză). Cînd roca este mai poroasă şi apele pătrund în întreaga ei masă, calcarul dizolvat este antrenat de acestea şi rămîne pe loc un fel de nisip cu nodule nealterate, care în apropiere de Paris sînt denumite popular *cap de pisică* (39). În ţara noastră calcare dolomitice se întîlnesc mai ales în depozitele triasice din Hăghimaşul Mare (pe povîrnişul apusean al crestei principale) sau din masivul Codru-Moma din Munţii Apuseni (pe povîrnişul estic şi aproape de Moneasa) etc. Şi în aceste locuri se poate urmări o gamă întreagă de microforme caracteristice.

În urma dizolvării Ca CO_3 din calcare, argila cuprinsă în ele (roşiatică din cauza oxizilor de fier) rămîne liberă. Este aşa-numita *argilă reziduală,* ce conţine toate impurităţile calcarului (concreţiuni bogate în fier cu structură concentrică numite *pisolite,* anumite produse de precipitare chimică ş.a.). Această argilă înroşită prin oxizii de fier, cunoscută sub numele de *terra rossa,* umple cavităţile stîncilor de calcar, dînd — prin trecerea bruscă de la calcare la argile — un contrast izbitor de nuanţe, ceea ce contribuie şi prin colorit, nu numai prin

forme, la pitorescul unor ţinuturi carstice din zona mediteraneană sau chiar şi mai nordice. Aceasta constituie de exemplu atracţia peisajului briansonez (în Franţa răsăriteană), unde *terra rossa* din buzunarele masivelor calcaroase dă petele roşii de pe fondul cenuşiu al stîncilor (60). Uneori argilele reziduale conţin fragmentele de cremene rămase de pe urma dizolvării calcarelor, dînd *argila cu silex*, caracteristică în regiunea Champagne din Franţa şi în zona calcarelor de pe Prut la Stînca-Ştefăneşti.

Mult mai largă răspîndire au procesele de carbonatare asupra *silicaţilor* şi cu deosebire asupra rocilor ce cuprind feldspaţi. Răspîndiţi în natură pe scară foarte întinsă (alcătuind 60% din totalitatea mineralelor aflate în scoarţa terestră, mai ales sub formă de alumino-silicaţi), silicaţii rămîn neschimbaţi atîta vreme cît se află în adînc, formaţi fiind în condiţii cu totul diferite de cele ce se întîlnesc în prezent la suprafaţă, şi anume în condiţiile formării magmei. Ajunşi în contact cu agenţii de la interferenţa litosferei cu atmosfera, hidrosfera şi biosfera, se află într-o stare instabilă, găsindu-şi afinităţi chimice cu apa încărcată cu bioxid de carbon sau cu diferite săruri aflate în disoluţie. Ei sînt astfel puternic atacaţi şi transformaţi în carbonaţi care se dizolvă cu uşurinţă.

Feldspatul (ortoza, silicat dublu de aluminiu şi potasiu), în contact cu apa de ploaie, care în trecerea ei prin atmosferă se încarcă cu bioxid de carbon dînd acidul carbonic ($H_2O + CO_2 = H_2CO_3$), se desface în trei componenţi: *caolinul* (silicat de aluminiu hidratat), o argilă curată, hidroxidul de K care trece în carbonat de potasiu, un adevărat îngrăşămînt pentru sol, şi *silicea* (bioxidul de siliciu), sub formă de nisip; aşadar, părţi mobile ce formează depozite lesne erodabile şi expuse alunecărilor de teren. Prin asemenea procese, chiar rocile cele mai dure ca granitele ori gnaisele sînt transformate de nerecunoscut.

La aceste roci atacul alterării se îndreaptă după cum se vede în primul rînd asupra elementelor alcaline, începînd cu feldspaţii. *Biotitele*, de culoare neagră-strălucitoare în roca intactă, devin brune-roşietice, apoi verzui, transformîndu-se în clorit.

Feldspaţii devin lăptoşi, apoi se schimbă într-un fel de făină şi se desprind din rocă. Cînd proporţia feldspaţilor permite (cum se întîmplă în granitele cu mică albă şi pegmatite), ei pot depune alături mari depozite de *caolin* şi alte argile. Cînd proporţia lor e redusă, dizolvarea feldspaţilor duce doar la desfacerea celorlalte minerale componente (mica şi cuarţul) unele de altele, lăsînd în locul unei stînci de granit doar un nisip mobil, cunoscut sub denumirea de *arenă granitică*. Roca îşi pierde astfel consistenţa, se descompune („putrezeşte" la suprafaţă după expresia populară), dînd privelişti caracteristice, cum se văd frecvent în Munţii Măcinului din Dobrogea de nord (fig. 8).

Prin faptul că alterarea se produce la granite şi la celelalte roci înrudite, în măsură mai mare asupra muchiilor, piscurilor şi în genere asupra proeminenţelor, se explică de ce munţii alcătuiţi din asemenea roci prezintă spinări rotunzite cu relief monoton, în contrast cu văile înguste şi versanţii puternic înclinaţi; un relief, aşadar, lipsit de pitorescul atît de variat al formelor carstice. Numai în anumite situaţii particulare (datorită unei anumite fisuraţii, ori prin eroziune glaciară) apar în aceste roci şi forme îndrăzneţe.

Ca urmare a alterării pătrunse pe direcţiile fisuraţiilor preexistente, în granite se formează uneori un microrelief cu înfăţişare ciudată. Părţile mai rezistente dintre fisurile de alterare rămîn mai proeminente în povîrnişurile go-

laşe, ceea ce dă aparenţa de ziduri ciclopice (41). Acestea nu au însă regularitatea celor rezultate din eroziunea diferenţială sau din dezagregarea rocilor sedimentare cu strate verticale. Dar tocmai neregularităţile acestea dau înfăţişări ce atrag luarea-aminte. Tot atît de caracteristică este descompunerea sferică în granite, de pe urma căreia rezultă bolovani de o rotunzime surprinzătoare. Ba încă, modul specific de comportare la alterare a granitelor dă naştere — în raport cu mecanismele climatelor respective — chiar la unele forme mari cu totul caracteristice (de exemplu *căpăţînile de zahăr).*

Din alterarea rocilor cu conţinut mai bazic — cum sînt *diabazele* sau *porfiritele* — rezultă un noroi gălbui încărcat cu hematită brună, în cuprinsul căruia se văd blocuri de mărimi diferite rămase intacte în părţile de duritate mai mare. Ele pot alcătui un adevărat haos de microforme caracteristice. *Amfibolitele* se prefac şi ele într-o pastă noroioasă, iar *peridotitele* se transformă în *serpentine*, pe urmă în argile roşii asemănătoare cu *terra rossa* rezultată din calcare (45).

Oxigenul din aer, din apă, ori chiar din însăşi constituţia rocilor produce alterarea cunoscută sub numele de *oxidare.* Prin acest proces chimic, numeroase metale native ori compuşii lor (mai frecvent sulfurile), trec în oxizi, care sînt mai stabili (sulfaţi), dar mai solubili, deci expuşi proceselor de dizolvare[1]. Aşa se întîmplă cu fierul ce se află în natură răspîndit difuz în foarte multe minerale. Cum oxigenul are o mare afinitate pentru acest element legătura se produce tocmai prin procesul de oxidare fierul fiind scos la suprafaţă ca o rugină ce pătează diferite părţi ale rocii, în vreme ce înăuntrul ei, de unde a dispărut fierul, reţeaua cristalină slăbeşte, iar roca se afînează. Oxidarea se produce însă şi cu alte metale: atacînd particulele de cupru, dă rocilor pete verzui ca de cocleală, cele de mangan pete negricioase etc.

În ţinuturile polare, unde oxidarea este foarte redusă sau lipseşte cu totul pe uscat, aceasta se întîlneşte doar în părţile ce se află în contact cu apa, întrucît apa rece (care conţine mai mult oxigen) are o putere mai mare de oxidare decît cea caldă. Aşa se explică de ce părţile expuse la apă sau cele subacvatice sînt singurele în care apar semnele oxidării sub forma unei pojghiţe de oxid de fier limonitic, ori de bioxid de manganez pulverulent (71). Aceşti oxizi nu ajung însă să cimenteze pietrişurile sau crăpăturile din roci, cum se întîmplă în mod curent în ţinuturile mediteraneene, ci le lasă libere în faţa altor agenţi distructivi.

Dimpotrivă, în ţinuturile tropicale, unde procesele acestea se produc pe scară foarte întinsă datorită oxigenului atmosferic, se întîlneşte un fenomen aproape generalizat, cunoscut sub numele de *patina deşertică.* Aceasta se prezintă ca o crustă de săruri de fier, mangan şi siliciu, care îmbracă peste tot stîncile şi chiar bolovanii în haina ei negricioasă şi lucitoare. Această crustă de culoare închisă dă efecte de lumină specifice pustiului tropical. Pe vreme înnorată peisajul este întunecat, trist. Pe vreme însorită tabloul se schimbă. „Această patină reflectă ca într-o oglindă razele solare: coastele, stîncile, bolovanii strălucesc peste tot, aruncînd mici scîntei albastre“ (54, p. 60).

---

[1] Astfel, de exemplu, sulfatul de fier rezultat din oxidarea piritei se transformă în hidroxid de fier, cu punerea în libertate a acidului sulfuric. Acesta la rîndul său atacă roca mai ales cînd aceasta este un calcar sau conţine calcar, dînd naştere la gips şi acid carbonic.

„Sînt adînc impresionat de acest ciudat ţinut negru al tristeţei —, scrie un explorator al Saharei libiene. Îngustarea cîmpului vizual şi culorile închise sînt neobişnuit de apăsătoare. Cu toate că ziua este înaintată, pietrele cafenii-negricioase continuă încă să radieze o căldură infernală. Aerul care vibrează proiectează din cînd în cînd între pietre mirajul unor mari băltoace de apă" (61, p. 46).

Gresiile de culoare deschisă, albicioasă, se înnegresc lesne la suprafaţă şi se lustruiesc datorită procesului de oxidare, putîndu-se confunda cu bazaltul, fapt ce i s-a întîmplat exploratorului G. Nachtigal în părţile dinspre Djebel es Soda.

Dacă această crustă exterioară este foarte dură, numai cu greu putîndu-se sparge cu ciocanul, în schimb în interior roca a suferit prefaceri mari, pierzîndu-şi consistenţa şi devenind mai fărîmicioasă.

Alterarea în ţinuturile calde. Aceasta capătă extensiune maximă, dînd la iveală produse[1] ale căror grosimi pot ajunge la cîţiva metri sau chiar cîţiva zeci de metri, creînd un relief caracteristic şi chiar un colorit propriu peisajului din acele ţinuturi. Putem afirma chiar că în ţinuturile calde cu ploi, între agenţii externi ce lucrează la modelarea scoarţei terestre, alterarea capătă rolul primordial, dînd tiparul propriu al reliefului, aşa cum în ţinuturile polare glaciaţia îndeplineşte acest rol, în cele periglaciare înghetul şi dezgheţul, în ţinuturile temperate apele curgătoare, iar în cele calde, uscate, vînturile şi dezagregarea.

Explicaţia acestei dezvoltări extreme a proceselor alterării vine de la faptul că în climatele calde şi umede pînă şi *silicea,* unul dintre componenţii cei mai răspîndiţi în rocile de la suprafaţa scoarţei terestre, ce rămîne insolubilă în alte climate, devine solubilă, un mare număr de roci fiind astfel luate în primire şi transformate pe calea alterării. Ploile calde (cu temperaturi în jur de 30°C) şi marea lor concentrare în acid reprezintă cauzele esenţiale[2]. Întrucît în aceste procese descompunerea rocilor se produce prin apă, locurile cele mai expuse alterării sînt cele plane pe care apele stagnează un timp. Povîrnişurile sînt atacate numai în mică măsură, mai ales prin ceţurile încărcate şi ele în acizi ; rezultatele sînt, se înţelege, mult mai modeste.

Concentraţia mai mare în acizi a apelor din climatele calde şi umede a fost explicată de unii autori îndeosebi prin descompunerea materiei organice, care ia proporţii uriaşe în zona ecuatorială. În cea subecuatorială sau în cea musonică, micile goluri din porii rocilor devin în timpul secetos adevărate rezervoare de gaz carbonic, care în perioada ploilor acidulează apele, dînd posibilităţi mari de dizolvare a siliciului. Bogăţia apelor în acizi se mai atribuie şi frecventelor furtuni din aceste zone.

---

[1] Pentru acestea unii autori francezi folosesc termenul de *alterite (altérites).*

[2] Silicea amorfă (SiO_2 necristalizat) este solubilă la temperatura de 25°C în proporţie de 139‰, calcedonia (SiO_2 cu structură cristalină aparentă) numai în proporţie de 50‰, iar cuarţul (SiO_2 cristalizat) într-o proporţie şi mai redusă, doar de 30 pînă la 6‰.

Datorită rolului pe care-l are apa în descompunerea rocilor din ţinuturile tropicale, trebuie diferenţiate *părţile aride,* în care alterarea se produce doar sub forma acelei pelicule superficiale numite patină deşertică, de *părţile umede,* în care alterarea pătrunde adînc în roci, dînd produse groase de mai mulţi metri şi forme de relief specifice. În legătură cu procesele de alterare, chiar în ţinuturile calde şi umede se pot diferenţia : zona ecuatorială cu ploi şi umiditate permanentă şi zonele cu un anotimp secetos bine marcat (subtropicale, tropicale musonice etc.), în fiecare dintre acestea ele luînd forme şi dînd produse diferite.

Întrucît în aceste procese oxidările au un rol însemnat şi deoarece în condiţiile climatului tropical umed oxizii de fier ce se formează sînt mai ales hematite (şi nu limonite ca în zonele temperate), rezultă coloraţia roşie ca sîngele pe care o au peste tot aceste formaţii (36), indiferent de rocile pe baza cărora se dezvoltă.

În zonele tropicale cu un anotimp ploios şi unul secetos, procesele de alterare menţionate duc la formarea *lateritei,* o adevărată carapace dură de culoare roşie-cărămizie, care acoperă cu deosebire spinările netede ale dealurilor (36) sau albiile majore. Forma de relief obişnuită pe care se dezvoltă laterita în aceste ţinuturi este cea a unor platouri netede ca nişte *mesas,* cu povîrnişuri abrupte, ceea ce în Guineea se numeşte *bowal.*

Procesul de formare a crustei lateritice, prin dizolvarea silicei şi îmbogăţirea în hidroxizi de fier şi aluminiu *(descompunere allitică),* reprezintă un stadiu mai avansat în descompunerea silicaţilor decît acela de pe urma căruia ia naştere caolinul. Acesta dispare, iar silicea se mai păstrează doar într-o proporţie extrem de redusă, de 1-2% ; ca părţi componente rămîn : hematita (Fe_2O_3 nehidratat) în proporţie de aproximativ o treime şi oxid de aluminiu hidratat ($Al_2O_3.3H_2O$) în proporţie ce poate ajunge pînă la două treimi[1]. Modul în care ia naştere laterita nu este cunoscut în amănunte. Între diferitele explicaţii date, cea care pare mai verosimilă consideră că la formarea lateritei trebuie să concureze un climat cald cu alternanţă de anotimpuri uscate şi ploioase, o suprafaţă cît mai apropiată de orizontală a unui nivel freatic puţin adînc, prin care se asigură o umiditate constantă pînă la orizonturile superioare prin ridicare capilară a apei. După unii, se mai adaugă şi mişcări tectonice ulterioare de înălţare a terenului cu individualizarea mesasurilor atît de caracteristice.

În secţiune, se observă că trecerea de la carapacea lateritică la roca nealterată de dedesubt se face printr-un orizont de argile roşii (asemănătoare cu argilele roşii ce se întîlnesc în ţinuturile ecuatoriale, unde ploile cad tot timpul anului) constituite din caolin şi hematită, cu o proporţie încă destul de însemnată în silice. Această pătură intermediară numită *lithomarge,* groasă de

---

[1] Într-o fază următoare, prin îmbogăţirea în oxid de aluminiu laterita trece în bauxită. În ţara noastră zăcămintele de bauxită din Munţii Pădurea Craiului (NV Munţilor Apuseni) s-au format pe seama calcarelor jurasice într-o perioadă cu climat cald şi umed, acumulîndu-se sub formă de pungi şi lentile în golurile rezultate din dizolvarea calcarelor respective. Oxizii de aluminiu se află în amestec cu oxizii de fier.

În alte părţi ale lumii bauxitele s-au format pe seama altor roci. De exemplu, pe bazalte în Northland (Noua Zeelandă), unde stratul de alterare bauxitică trece de 6 m grosime, cu concentrare de 55% aluminiu (44), sau pe andezite în Sarawak (68).

obicei de cîţiva metri, formată dintr-o argilă moale, plastică, se află în contrast cu placa tare de laterită propriu-zisă de deasupra, ce devine atît de dură la suprafaţă, încît alcătuieşte o adevărată cuirasă.

De fapt structura păturii lateritice este ceva mai complexă. Prin separarea oxizilor de fier şi aluminiu, partea superioară a acesteia se diferenţiază în două: *cuirasa* de deasupra (numită *red cap* în engleză), placă dură subţire care crapă în fragmente poligonale sub acţiunea mecanică a dilatării şi con-

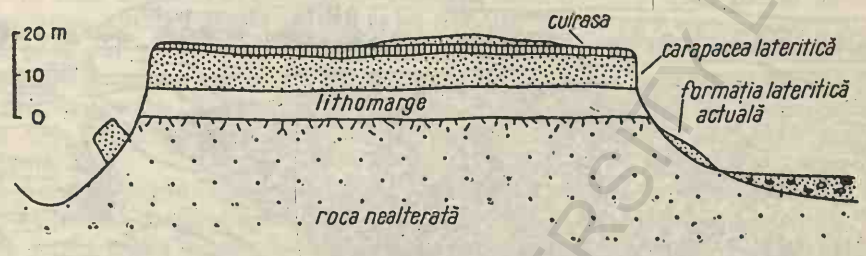


Fig. 28. — Secţiune printr-un *bowal* (după M. Derruau).

tracţiei repetate, şi *carapacea* inferioară, groasă de cîţiva metri, alcătuită din concreţiuni de oxizi de fier (*boulder*). Sub aceasta urmează *lithomarge*-ul (fig. 28), asemănător argilei roşii ecuatoriale, care la bază face tranziţia spre roca puternic alterată (36). Uneori peste cuirasa lateritică se pot vedea depozite mobile mai noi, cum sînt nisipurile mişcătoare din Matto Grosso numite *areial* care îngreuiază circulaţia.

Laterita se poate dezvolta pe seama multor roci, dar în primul rînd pe cele care cuprind silicaţi sub formă de feldspat. Nu se formează pe cuarţite, iar pe calcare numai în anumite condiţii prin transformarea depozitelor de *terra rossa*. Primordial iau naştere argilele roşii care alcătuiesc *lithomarge*-ul şi numai după aceea pe seama lor, într-o a doua etapă, în condiţii climatice schimbate (cu individualizarea unui anotimp secetos şi a unuia ploios), se dezvoltă crusta lateritică. Marea putere de disoluţie a silicei prin apă pare să provină de la gazul carbonic ce se acumulează în porii *lithomarge*-ului în anotimpul uscat şi care în anotimpul ploios se dizolvă, acidulînd apa de infiltrare.

În partea apuseană a Africii (Guineea) sau în partea răsăriteană a continentului (în Republica Zambia şi în Podişul Central al Madagascarului), pe un fundament de şisturi cristaline, gnaise şi granit, laterita ocupă vaste întinderi, încununînd spinările lăţite ca nişte platouri de tipul *bowal*-urilor sau tapisînd fundul văilor, unde provine din remanierea crustei superioare. Pe văi se recimentează înglobînd şi pietrişurile provenite din dezagregarea mecanică a rocilor. Cercetările făcute arată că laterita crustei superioare nu este o formaţie actuală, ci îşi are originea într-o epocă geologică mai veche (probabil pliocenă). În alte locuri există dovezi neîndoielnice despre o vechime şi mai mare a lateritei. Astfel în Podişul Deccan placa lateritică dispare pe alocuri sub *trapp*-ul eruptiv de vîrstă cretacică; adică ar fi o formaţie precretacică. În prezent laterita se formează — în afara celei secundare provenite prin remaniere — doar pe povîrnişurile slab înclinate, fie direct pe roca de bază, fie pe seama *lithomarge*-ului.

În India peninsulară, laterita, tot atît de extinsă, prezintă caractere asemănătoare: aceeaşi coloraţie roşie sau brună datorită hematitei (pe alocuri atît de concentrată, încît se exploatează ca minereu), cu siliciu la fel de redus ca proporţie, cu aceeaşi provenienţă din roci foarte diferite şi cu aceeaşi aşezare pe feţele orizontale ale platourilor. Se deosebeşte de cea din Guineea doar

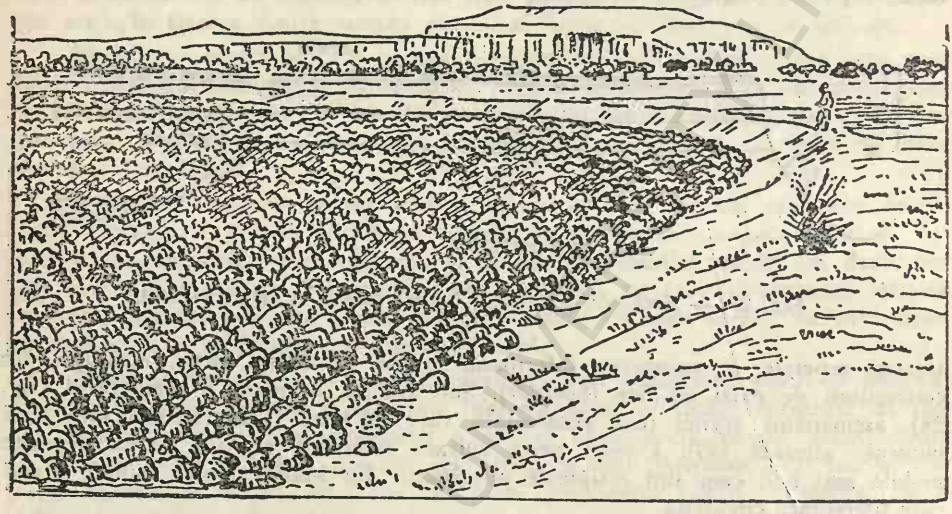


Fig. 29. — *Regar* (pămînturi negre) ocupă porţiunile joase din podişul bazaltic al Deccanului. În fund *mesas*-uri tabulare cu povîrnişuri verticale şi vegetaţie de stepă.

printr-o structură mai poroasă, cu numeroase şi mari vacuole la partea superioară, ceea ce constituie o piedică pentru vegetaţia obişnuită, lăsînd să se dezvolte doar o vegetaţie adaptată la uscăciune.

În contrast cu coloritul roşu al lateritei, pe întinse teritorii din India peninsulară (cam pe o treime din suprafaţa totală) apar pămînturile negre numite acolo *regar* (asemănătoare cu acestea sînt solurile negre numite *badob* în Sudan). Aceste soluri, folosite în mod obişnuit pentru cultura bumbacului (de unde şi denumirea de „pămînturi de bumbac"), alcătuite din argile cu conţinut bogat în concreţiuni calcaroase, au o grosime mare, de 6—18 m, şi sînt de o fertilitate extremă. Dezavantajul lor este că, în vreme ce la ploi se umflă făcînd circulaţia imposibilă pe aceste terenuri, în anotimpul secetos se crapă în toate direcţiile, crăpăturile vătămînd rădăcinile plantelor şi îngreuind lucrările agricole (aratul, semănatul). Originea *regar*-ului nu este încă lămurită. Coloraţia neagră nu se datoreşte humusului, care se află în proporţii reduse (0,5—1,5%), ci conţinutului în elemente fero-magneziene, iar extensiunea sa teritorială se află în directă legătură cu *trapp*-ul, o formaţie eruptivă asemănătoare bazaltului, ce acoperă întinderi considerabile în India (64), din alterarea căruia provine. O altă constatare este că *regar*-ul ocupă porţiunile depresionare (fig. 29), spre

deosebire de laterită care acoperă platourile. Aşadar, o diferenţiere netă în condiţiile de formare.

În podişurile Braziliei centrale, în Goyaz şi Matto Grosso, pătura lateritică numită *canga* acoperă feţele plane de-o orizontalitate ideală ale platourilor, deasupra cărora saltă stînci de cuarţite micacee foarte rezistente *(itacomit)*, de forme ascuţite, cu povîrnişuri apropiate de verticală, atacate de dezagregarea mecanică (35).

În zona ecuatorială, precum şi în zonele tropicale cu ploi tot timpul anului, de pe urma alterării silicei rezultă o *argilă roşie*, pe alocuri violacee, care acoperă peste tot rocile pe o grosime de cîţiva metri şi chiar de cîteva zeci de metri. Ele se aseamănă în privinţa componenţei cu *lithomarge*-ul, cuprinzînd un amestec de caolin şi hematită. Silicea se mai păstrează încă în proporţie de circa 33% ; restul, pînă la 75—80% cît se află iniţial în roca nealterată, a fost dizolvată.

Această *argilă roşie ecuatorială* dă forme de relief puţin proeminente, larg ondulate, cu povîrnişuri slab înclinate, supuse unor ample alunecări. În multe locuri argila aceasta este acoperită cu păduri, ca în Africa ecuatorială sau în Podişul Guyanei din America de Sud. În partea răsăriteană a Braziliei, în statele São Paulo şi Santos, dă nişte soluri de culoare violetă numite de localnici *terra roxa*, socotite cele mai nimerite în cultura cafelei. În Ceylon argilele feruginoase sînt de asemenea foarte groase, deosebindu-se net de lateritele din Peninsula Indică.

Tranziţia între ţinuturile în care ploile cad tot timpul anului, unde se formează argilele roşii ecuatoriale, şi cele cu un anotimp secetos de cel puţin jumătate de an, unde se formează laterita, se face în ţinuturile cu un scurt anotimp secetos printr-o formaţiune cunoscută sub numele de *laterită intermediară*. Nu este dură ca laterita obişnuită, ci moale ca argila ecuatorială, dar mult mai coerentă decît aceasta (36). De aceea nu se preface în pastă în contact cu apa şi dă un relief cu pante relativ repezi, puţin expuse la alunecări, dar care se ravinează puternic, iar ravenele progresează cu repeziciune ca în loess.

În condiţiile climatului mediteranean, procesul acesta se produce în proporţii mai reduse, fără a ajunge la laterite, cu toate că există succesiunea de anotimpuri secetos şi ploios, deoarece în anotimpul ploios temperatura este coborîtă, iar ploile sînt mult mai reci, neavînd puterea de acţiune a celor din ţinuturile tropicale cu ploi calde. Iau totuşi naştere *argilele roşii* de felul *crasnoziomului* din R.S.S. Georgiană. În aceste ţinuturi, la adăpostul Munţilor Caucaz, care le feresc de influenţa maselor de aer rece siberian, s-a individualizat un climat blînd mediteranean, cu media anuală de temperatură de circa 14°C, cu ierni blînde (temperatura medie a lunii ianuarie între 3 şi 5°C), cu mari cantităţi de precipitaţii de toamnă şi iarnă (2 000—2 500 mm), cu veri secetoase şi calde. În asemenea condiţii, prin alterarea rocilor eruptive (de felul bazaltelor andezitice, ori a diferitelor şisturi) şi prin distrugerea silicaţilor cu eliberarea hidroxizilor de fier şi mangan, apoi şi a celor de aluminiu, ia naştere crasnoziomul, de culoare brună la suprafaţă, roşu aprins mai la adînc. El îmbracă povîrnişurile dealurilor pe care s-au creat întinse culturi de ceai (42).

În ţara noastră fenomenul se produce în şi mai mică măsură doar prin părţile sud-vestice, unde se simte influenţa climatului submediteranean. În acele locuri se dezvoltă, aproape exclusiv pe formaţiuni calcaroase, soluri de culoare

roşie-ruginie datorite oxizilor de fier rezultaţi din dizolvarea şi levigarea carbonatului de calciu şi pe alocuri şi de magneziu. Sînt, aşadar, soluri de acumulare reziduală şi coluvială, puţin adînci. Ele se întîlnesc mai ales pe cumpenele de apă, ori pe versanţii acoperiţi cu pădurile de fag din Banat, podgoria Aradului, Depresiunea Huedinului şi prin Depresiunea Subcarpatică Olteană (5).

În partea de NV a Olteniei, la poalele munţilor, solurile acestea au căpătat denumirea de *soluri roşii de cornet* (57) şi sînt dezvoltate pe calcare tithonice. Coloraţia intens roşie se datoreşte materialului feruginos provenit din dezagregarea biotitei, granitului de Tismana şi din amfibolul şisturilor cristaline, antrenat pe pante şi depus pe calcarele aflate în curs de alterare, unde se acumulează sub forma unui coluviu pe porţiunile de pantă mai reduse, ori la poalele cornetului, acoperind uneori pietrişuri de terasă.

Sărăturile. Ele reprezintă terenuri cu acumulări de săruri solubile în proporţii şi de forme diferite. Procesele ce se petrec mai ales în soluri, datorită acumulărilor mari de săruri, aduc schimbări însemnate atît prin modificarea structurii şi compoziţiei solului, cît şi prin formele de microrelief la care dau naştere.

Dizolvarea sărurilor celor mai solubile în condiţii climatice normale, pe de altă parte, duce la crearea de goluri în rocă, ceea ce produce tasări ori chiar mici dislocări ale stratelor superioare.

S-a constatat că sărurile exercită şi o influenţă asupra permeabilităţii terenurilor, unele dintre ele (cum sînt cele de calciu) mărind-o, iar altele (de exemplu cele de sodiu) reducînd-o. De asemenea, prin vehiculări pe cale capilară (mai accentuate în climatele uscate) şi cristalizare în unele orizonturi superioare, sărurile provoacă şi o acţiune mecanică asupra particulelor rocilor ce străbat. Este fenomenul numit de francezi *poussée de cristallisation*, de englezi *wedgework of salts*. Ambele procese duc la distrugerea structurii rocilor respective, pe care le transformă cu timpul într-o masă vîscoasă greu permeabilă pentru apă.

O mare parte dintre sărături intră astfel în categoria terenurilor neproductive fie prin constituţia lor puţin sau de loc propice culturilor, fie prin formele de degradare ce provoacă. Procesele de sărăturare reprezintă, aşadar, forme de degradare a terenurilor în ceea ce priveşte folosinţa lor economică.

Între pînza freatică şi suprafaţă, apa circulă fără încetare prin sol şi prin rocile de dedesubt, fie coborînd prin infiltrare, fie urcînd prin capilaritate solicitată prin evaporarea de la suprafaţă. În această pătură de la suprafaţă, apa încărcată la maximum cu oxigen şi acid carbonic are o mare putere de dizolvare, astfel că în drumul ei antrenează sărurile şi produce însemnate modificări pe unde trece. Pătura aceasta de roci şi sol supusă la permanentă alterare a şi fost denumită din această pricină *scoarţa de alterare* [1].

Pe această bază, sărăturile se dezvoltă în formele cele mai caracteristice în climatele calde cu ariditate accentuată, unde evaporarea apelor de la suprafaţă şi a acelor din sol ia proporţii deosebit de însemnate. Evaporarea intensă a apelor de suprafaţă (lacustre ori de revărsare) duce la depunerea sărurilor pe care le conţin, iar prin repetarea ani şi ani a fenomenului se creează acumulări enorme de săruri. Pe de altă parte, şi evaporarea apei din sol şi din roci duce

[1] Sub pînza freatică, oxigenul şi acidul carbonic nu se mai întîlnesc decît în cantităţi infime, procesele de alterare sînt aproape inexistente, iar dizolvările lasă loc cimentărilor ; este zona de cimentaţie (39).

la crearea de curenţi ascendenţi, apa vehiculînd şi sărurile pe care le dizolvă. Cînd nivelul freatic nu este prea adînc (cîţiva metri), uscăciunea şi evaporaţia intensă de la suprafaţă antrenează apele acestuia, urcînd şi sărurile respective, pe care le acumulează în orizonturile superioare ale solului.

În legătură cu formarea sărăturilor sub influenţa nivelului freatic, s-a introdus în ştiinţă noţiunea de *adîncime critică*, prin care se înţelege adîncimea maximă de la care apa freatică, în condiţiile geografice ale unei regiuni, poate urca la suprafaţă, contribuind la salinizarea solului. În ţara noastră adîncimea critică a apei freatice variază în mijlocie de la 1,8—1,9 m, în cazul apelor slab mineralizate din silvostepă, la 2,5—3,5 m, în cazul apelor puternic mineralizate din stepă (38).

Dar sărăturile se dezvoltă şi în climatele temperate de stepă cu veri secetoase şi toride. În aceste ţinuturi însă procesul fiind întrerupt în desfăşurarea lui în anotimpurile umede şi reci, iau naştere variante proprii de sărături, deoarece nu este vorba doar de o oprire a curentului ascensional al apelor din sol, ci, datorită ploilor şi topirii zăpezilor, sărurile aduse în orizonturile superioare ale solului sînt dizolvate şi transportate din nou în jos o dată cu coborîrea apelor de infiltrare. Are loc, aşadar, o circulaţie a sărurilor pe verticală, cu înrîuriri profunde asupra solului şi rocilor prin care se produce această circulaţie.

Prin ridicarea capilară a apelor din pînza freatică şi continua lor evaporare, se pot acumula la suprafaţă mari depozite de săruri.

Aceasta este explicaţia formării acelor lacuri efemere numite *sebka* în Algeria şi Sahara, *tacîre* în Asia Centrală, *playa-lakes* în podişurile din SV S.U.A. (după un cuvînt spaniol) sau *alkali-flats* în aceleaşi locuri. Ele prezintă o pătură subţire de apă după ploile întîmplătoare, care, evaporîndu-se cu repeziciune, lasă în loc crusta albicioasă a sărurilor ce dăinuie o bună parte din an; peste structura în plăci cu crăpături adînci ale solului sărurile acestea se acumulează din evaporarea repetată a apelor superficiale, dar şi din ridicarea — în sezonul secetos — a sărurilor din adînc. Asemănătoare sub acest raport sînt *salinas*-urile sau *salares*-urile din pampasul argentinean.

Caracteristice sînt de asemenea lacurile cu mare concentrare salină Inder, Baskunciak şi Elton din zona stepelor uscate de la nord de Marea Caspică. Lacul Inder, de exemplu, are un strat de clorură de sodiu gros de 10—15 m şi un nămol negru terapeutic. În vecinătate, la poalele Munţilor Inder s-au depus săruri de bor foarte solubile, care se menţin numai datorită uscăciunii climatului. Sărătura acestor lacuri are o provenienţă multiplă: se acumulează prin evaporarea apelor de la suprafaţă şi din adînc, din izvoare sărate şi chiar din pulberea sărată purtată de vînt, ce dă aparenţa de ceaţă gălbuie, datorită căreia chiar picăturile de ploaie capătă gustul sărat.

Acumulările acestor mari cantităţi de sare din lacurile sărate, care par să indice geneza masivelor de sare gemă întîlnite în orizonturi de vîrste geologice diferite, nu trebuie însă confundate cu ceea ce în mod obişnuit este cunoscut sub denumirea de *sărături*. Ele arată însă cît de felurită poate fi provenienţa sărurilor, acumulîndu-se pe căi diferite din apele de suprafaţă sau din cele de adînc. În primul caz ele se acumulează prin secarea bălţilor şi evaporarea apelor

de inundaţie, prin spălarea sărurilor de pe povîrnişuri de către ape şi depunerea lor pe fundul depresiunilor, prin impulverizare, adică prin spulberare de către vînturi o dată cu praful de pe solurile sărate, prin depunerea de către valurile marine în zona litorală, prin acumulările de apă în contrapantele de alunecare (aşa-zisele complexe salinizate „de glimee"), prin irigaţii defectuoase etc.

Sărurile aduse din adînc pot proveni la rîndul lor din însăşi compoziţia rocilor, din izvoare sărate, ori chiar din pînza freatică cu apă potabilă obişnuită. Se constată că orice apă freatică aduce în sol o cantitate oarecare de săruri solubile, iar la arşiţa soarelui apa, evaporîndu-se, depune sarea sub forma unor pojghiţe suprapuse (42). Unele dintre rocile sedimentare conţin săruri din faza de depunere de către apele mării. Prin bogăţia lor în săruri, anumite etaje ale depozitelor miocene din Subcarpaţi au şi fost grupate sub denumirea generică de *salifer*. Argilele subsarmatice din Cîmpia Jijiei (tortoniene şi bugloviene) conţin de asemenea bogate depuneri saline. Marnele şi argilele foioase helveţiene din bazinul Transilvaniei sînt la fel cunoscute prin sărurile de K şi Na ce cuprind. În grindurile marine ale deltei (Letea, Caraorman şi Sărăturile) nisipurile sînt sărate, avînd şi ele provenienţă marină. Apele ce traversează astfel de depozite bogate în săruri le poartă în disoluţie spre suprafaţă. Se explică astfel şi izvoarele sărate din aceste ţinuturi ; unele ajungînd la concentraţie mare se folosesc în scopuri terapeutice (Oglinzi, Bălţăteşti, Năstăsache-Tg. Ocna, Cohalm etc.). Şi rîurile care se alimentează din asemenea izvoare au apă sărată (cele două Sărăţele din bazinul mijlociu al Buzăului, Rîmnicul, Cricovul Sărat etc.). Ele transportă şi depun săruri pe parcursul lor.

Din cele de mai sus rezultă că salinizarea maximă se obţine din pînza freatică puţin adîncă, prin curenţi ascendenţi în soluţii capilare, şi mai slabă cînd se produce prin ascensiune peliculară. *Sărăturile* reprezintă acumulări de săruri diferite. Între acestea însă mai obişnuite sînt cele de Na (sub formă de clorură, sulfat şi mai rar de carbonat) şi de Mg (sulfat şi mai rar clorură). Se adaugă însă după loc şi alte săruri conţinute în roci sau purtate de ape.

Pentru vegetaţie, sărăturarea solului are o serie de consecinţe defavorabile. Cu cît creşte concentraţia în săruri, presiunea osmotică a solului se măreşte, iar plantele nu se mai pot alimenta normal cu apă. Astfel, la o umiditate a solului de 20%, dacă conţinutul în săruri creşte de la 0,1% la 0,2%, la 0,4%, presiunea osmotică creşte la rîndul ei de la 2 la 4 şi la 7,5 atmosfere.

Trebuie să menţionăm că, la o concentraţie ce dă o presiune osmotică de 15 atmosfere, plantele încetează cu totul de a se mai nutri, de a se alimenta cu apă (18). O altă consecinţă este acţiunea toxică, nocivă directă a sărurilor asupra protoplasmei plantei, iar sinteza hidraţilor de carbon şi a proteinelor încetează. Mai mult decît atît, cînd sodiul trece sub formă de Na_2CO_3 el are chiar o acţiune corosivă asupra rădăcinilor plantelor, pe care pur şi simplu le dizolvă.

Sărăturile prezintă însuşiri fizice care le fac vizibile, evidenţiindu-le ca o notă specifică în peisaj. Astfel, prin umezire, volumul terenului sărăturos se măreşte foarte mult în raport direct cu concentraţia în săruri. De exemplu, la o concentrare a Na^+ de 34,8% — ceea ce se întîlneşte frecvent în sărături — volumul solului se măreşte prin umezire de aproape cinci ori (18). Întreg complexul sărăturii se umflă, se coşcoveşte. Prin uscare, volumul acesteia scăzînd

în aceeaşi proporţie, se produc crăpături largi, caracteristice, cu plăci uscate între ele.

Din pricina proporţiei mari a particulelor coloidale care se îndeasă una în alta, pămîntul se compactizează şi devine tare ca piatra.

După conţinutul în săruri şi după alte criterii chimice, pedologii recunosc trei tipuri principale de sărături : solonceacuri, soloneţuri şi solodii, considerate

Fig. 30. — Sărătura de tip solonceac de la SV de Băiceni (Botoşani) la locul numit „La Curături".

totodată şi ca faze în evoluţia sărăturilor. Toate aceste tipuri se întîlnesc şi în ţara noastră, iar în forme şi mai tipice prin stepele din sudul U.R.S.S.

Solonceacurile sînt sărăturile cu cea mai mare concentraţie în săruri solubile. Limita inferioară a concentraţiei este de 1—1,5%, dar pot ajunge pînă la 5%. Sărurile acestea apar sub formă de eflorescenţe presărate ca o brumă groasă pe sol şi pe frunzuliţele plantelor de sărătură, ba pe alocuri chiar ca o crustă albicioasă ce se vede de la depărtare (fig. 30). Datorită sărurilor, complexul solonceacului se decalcifică parţial şi se alcalinizează. După felul sărurilor ce predomină, s-au diferenţiat : *solonceacuri umede,* cu predominarea clorurii de calciu, care fiind foarte higrofilă absoarbe cu aviditate vaporii de apă din atmosferă dînd sărăturii o umiditate permanentă, şi *solonceacuri afînate,* în care predominanţa sulfatului de sodiu le face puhave, fărîmicioase, astfel că la călcătură te scufunzi în acest teren (42). Datorită sărurilor nocive, solonceacurile rămîn adesea golaşe, fără vegetaţie, de aceea se şi numesc pe alocuri *chelituri.* Pe altele se instalează o vegetaţie specifică de sărătură.

Soloneţurile reprezintă o fază de desalinizare a solonceacurilor care se produce de cele mai multe ori prin coborîrea nivelului freatic şi deci prin slăbirea sau chiar întreruperea alimentării sărăturii din apa freatică. Desalinizarea se mai poate datori levigării solului prin ploi sau topirii zăpezilor, care prin infiltrare creează curenţi descendenţi de apă, precum şi drenării artificiale a terenului

etc. Fapt este că datorită levigării sărurilor solubile, care prin aceasta se dispersează mai la adînc, complexul sărăturii se alcalinizează (prin ionii Na^+ absorbiți în mare cantitate) și devine compact, bătătorit, astfel că la ploi se înnoroiește puternic, iar la uscăciune se desface în bulgări prismatici-columnari, caracteristici îndeosebi pentru orizontul B al solului (5). Datorită acestei compactizări, precum și sodei (Na_2CO_3) ce se acumulează, solonețurile nu sînt favorabile pentru creșterea multor plante. În mod natural ele se înierbează greu și dau o pășune rară, sărăcăcioasă. Doar solonețurile adînci se pot preta, prin tratamente, la arături.

Solodiile sînt și mai puțin salinizate, întîlnindu-se cu deosebire pe fundul padinilor sau crovurilor mai largi în zonele de stepă sau silvostepă, unde apele de ploaie sau cele rezultate din topirea zăpezilor stagnează mai îndelung. Proporția de săruri este redusă. Sodiul abundent în solonețuri a dispărut complet în solodii. Se produce un proces asemănător podzolirii, ceea ce dă solului respectiv o fertilitate cu totul scăzută, lipsită de structură și reacție acidă. Prin aceasta, solodiile sînt puțin propice culturilor agricole.

Agrotehnica modernă a ajuns însă la mijloace eficace de ameliorare a sărăturilor. Calea ce se urmează este cea indicată de însăși evoluția naturală a sărăturilor. Cercetările întreprinse (18) arată că măsurile generale ce trebuie luate constau din: a) evacuarea apelor de suprafață, deoarece în condiții de umiditate excesivă sărurile disociate (mai ales cele cu Na^+) sînt absorbite de sol; b) coborîrea nivelului apei freatice, prin drenaje de adîncime sub nivelul critic, astfel ca apa freatică încărcată cu săruri să nu se mai poată ridica pînă la suprafață, iar transportul sărurilor să înceteze; c) aplicarea amendamentelor cu calciu pentru ca Na^+ din complexul coloidal, care în proporție mare determină însușirile defavorabile ale sărurilor, să fie înlocuit cu Ca^{++}, care dă solului însușiri bune, favorabile microorganismelor din sol și plantelor. În afară de acestea, sînt însă necesare și o serie de măsuri specifice pentru fiecare categorie de sărătură.

În răspîndire teritorială, sărăturile din țara noastră se leagă de zonele de stepă și silvostepă, localizîndu-se mai frecvent pe văi și pe lunci, ori pe terasa joasă cu apă freatică puțin adîncă (5). Solonceacurile, adică sărăturile cele mai puternic salinizate, sînt localizate, după indicațiile ce avem pînă în prezent (38), aproape exclusiv în SE țării, partea cu cele mai reduse precipitații atmosferice și cu secetele cele mai frecvente. În acest sector al țării, cele mai întinse solonceacuri se întîlnesc pe valea Călmățuiului și în vecinătățile ei, pe valea Ianca și pe întinderi relativ mari din cîmpia Rîmnicului și a Siretului inferior (fig. 31). Frecvente sînt solonceacurile și pe o fîșie de terenuri din lungul litoralului sau pe grindurile din deltă. Solonețurile au o extensiune mai mare în Cîmpia Jijiei, în Moldova centrală și de sud, pe porțiuni întinse din Cîmpia Tisei (cu deosebire în părțile joase fără loess, cu pînza freatică la 0,5—2 m adîncime), în cîmpia cu dune din sudul Olteniei și în Teleorman (cu deosebire prin culoarele dintre dune), ori pe lunca largă a Argeșului și a afluenților lui din sudul orașului București. Solodiile se întîlnesc sporadic prin padini, ori prin crovurile mai întinse din Cîmpia Română.

În afara celor trei tipuri de sărături diferențiate după conținutul lor, sărăturile pot fi împărțite și pe baza altor criterii. Astfel, Iuliu Prodan, făcînd o amplă analiză a asociațiilor vegetale de sărătură din țara noastră (59),

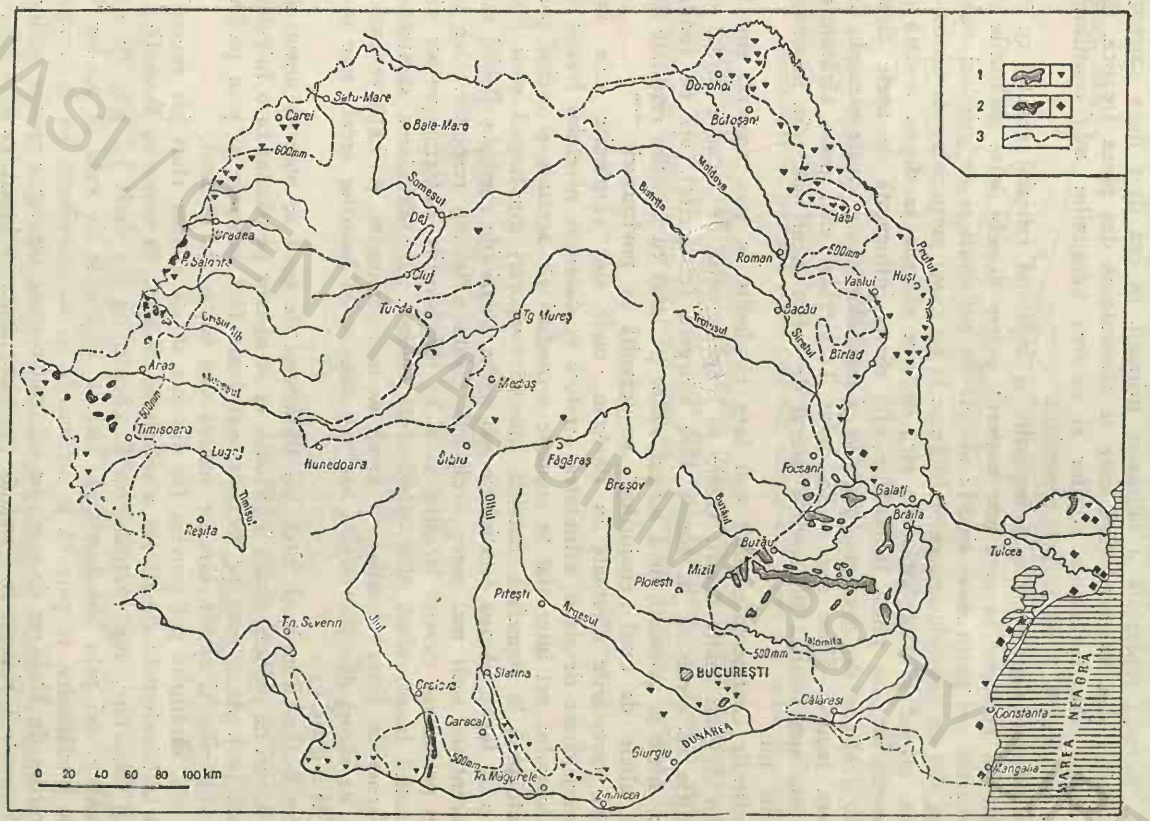


Fig. 31. — Răspîndirea sărăturilor (de tip solonceac şi soloneţ) în România (după N. Florea). *1*, Sărături de tip solonceac; *2*, sărături de tip soloneţ; *3*, izohietele de 500 şi 600 mm.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

diferenţiază după origine două mari categorii de sărături : maritime şi continentale. În prima categorie sărurile se acumulează fie direct din apele marine, fie prin depunerile acestora în limane ori în perisipuri (devenite ulterior grinduri) etc. Aceasta reprezintă o salinizare primară. În cea de-a doua categorie intră sărăturile din interiorul ţării care se alimentează din pînza freatică, din izvoare sărate, din revărsarea rîurilor şi uscarea mlaştinilor etc., constituind ceea ce s-a numit o salinizare secundară.

Ducînd mai departe această împărţire şi îmbinînd criteriul genetic cu cel morfologic (al formelor la care dau naştere), putem deosebi între sărăturile de origine marină cel puţin două tipuri : a) cele de perisipuri şi de grinduri maritime, cum sînt de exemplu cele ce se întîlnesc la tot pasul pe perisipurile Chituc—Periteasca, ori pe grindul Sărăturile etc., în care sărurile se depun o dată cu nisipurile marine, iar pînza freatică se află direct influenţată de apele sărate ale mării, şi b) cele din preajma limanelor şi lagunelor sărate, ca de exemplu din vecinătatea lagunei Sinoe sau a limanului Techirghiol etc., unde sărăturarea se face prin apa freatică influenţată lateral de aceste lacuri sau prin mlaştinile sărate din jur.

Sărăturile continentale, mult mai larg răspîndite în ţara noastră, sînt la rîndul lor de mai multe feluri. Unele se leagă genetic de lacurile sărate de stepă, altele se formează în zonele fără scurgere (endoreice), ori pe fundul padinilor, altele se grupează de-a lungul văilor pe lunci cu mlaştini rezultate din revărsări, altele, de tipul „glodurilor", se dezvoltă pe povîrnişuri.

După cercetările efectuate în Bărăgan, unde sînt răspîndite cele mai multe lacuri sărate de stepă, salinitatea acestora se datoreşte nivelului freatic de la baza loessului, ori intercalat în anumite orizonturi ale acestuia şi urcînd prin capilaritate pînă la suprafaţă, datorită intensei evaporări din timpul verii (56). Dovada o dă faptul că apa freatică de sub multe lacuri (de exemplu Jîrlău) este de-o concentrare mult mai mare decît apa sărată a lacului respectiv. Dar nu numai în perimetrul cuvetei lacustre, ci şi în jur, sărurile sînt transportate din pînza freatică la suprafaţă dînd *eflorescenţe saline* [1]. Dar întinderea sărăturilor ca un chenar în jurul lacurilor de stepă se mai datoreşte şi impulverizaţiei. Pulberea de săruri din eflorescenţe sau din depunerile lacurilor secate este uşor purtată de vînturi.

Între Buzău, Rîmnic şi Siret, ori Bărăganul de nord se observă uneori în toiul verii nori de pulbere sărată albicioasă, ce se aşterne pe pămînt ca o fulguială de zăpadă (56). Acumulate pe locurile mai joase fără scurgere şi prin padini, datorită vînturilor şi apelor, sărurile acestea dau naştere la sărături.

Pe văi, sărăturile pot proveni fie din apa sărată a unor rîuri (de exemplu Rîmnicul la Niculeşti în cîmpie are o salinitate de 3 g/l, în vreme ce Buzăul cam la aceeaşi depărtare, după pătrunderea în cîmpie, nu are decît 1,2 g/l), fie din pînza freatică, ori prin împulverizare. Întrucît sărăturile de vale se produc în zonele de înmlăştinire, se pare că şi revărsările îşi au contribuţia lor la acumularea sărurilor. În Moldova de nord, pe văi, sînt comune sărăturile numite *ochiuri*, de formă circulară, ridicate în formă de con turtit deasupra luncii (cu 0,6—1,5 m), cu noroi gălbui la suprafaţă şi cu o vegetaţie higrofilă (fig. 32). Călcînd pe ele te scufunzi uşor şi întreg conul se clatină ca o saltea pneumatică, înălţîndu-se

[1] Acestea sînt formate aproape exclusiv din sulfaţi (de sodiu şi magneziu).

alături. Pe alocuri, aşa cum a arătat P. Enculescu încă din 1911 (37), se observă şi un fel de crater, pe care se scurge o apă noroioasă cînd presiunea atmosferică scade. Cele mai tipice ochiuri se găsesc pe văile din Cîmpia Jijiei.

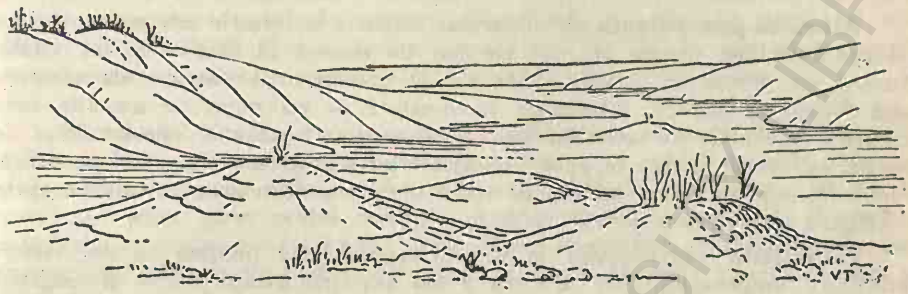


Fig. 32. — Sărături sub formă de ochiuri pe valea Ciubălae (la est de Văculeşti) în bazinul Jijiei (cel din stînga activ, cel din dreapta uscat).

Sărăturile de povîrnişuri, denumite prin unele părţi ale Moldovei *gloduri*, se datoresc izvoarelor sărate. Ele apar pe mici aşezături ale coastei. Adesea se grupează mai multe la un loc, cum este pe povîrnişul dealului Teişoara la est de

Fig. 33. — Sărături de povîrniş (gloduri) la Băiceni (Botoşani), umede chiar în perioadele cele mai secetoase. *A*, Vegetaţie de mlaştină şi mici conuri de tipul ochiurilor; *B*, curgeri de noroi în plăci de noroi uscat; *C*, porţiuni proeminente de teren ferm.

Cucorăni, ori la sud de Băiceni în raionul Botoşani. Fiecare sărătură prezintă un mic con, o miniatură de vulcan noroios, prin care se scurg apele sărate încărcate cu noroi. În jur, pe rază de cîţiva metri, se întinde un chenar albicios de eflorescenţe saline. Întrucît noroiul acesta se scurge pe pantă, sărătura prezintă mai totdeauna o coadă asemănătoare întrucîtva cu o curgere noroioasă, care uscîndu-se la partea inferioară se desface în plăci şi crăpături ca la tacîre (fig. 33).

Sărăturile influenţează astfel nu numai fertilitatea solului prin procesele chimice la care dau naştere, dar schimbă şi însuşirile lui fizice, creînd chiar microforme de relief caracteristice.

Alterarea prin acţiunea vieţuitoarelor. Aceasta ia formele cele mai complexe datorită reacţiilor variate la care ele pot da naştere în activitatea lor vitală. Oamenii de ştiinţă au dovedit chiar că, în procesele de alterare ale scoarţei, rolul factorului biologic întrece ca însemnătate — cel puţin pe anumite zone terestre — pe acela al factorilor fizici şi chimici. „Organismul este un focar de energie extrem de activ : el pune în mişcare pe scoarţa terestră, adică modifică, volume de substanţă care nu sînt de loc mai mici decît cele modificate de apele curgătoare, vînt, gheţari etc.“ (43, p. 338).

Pătrunderea vieţuitoarelor în scoarţa terestră este limitată de doi factori hotărîtori : temperatura, care la circa 3 km adîncime atinge 100°C, şi oxigenul liber, care coboară numai pînă la 500 m, dincolo de care pot pătrunde doar fiinţe anaerobe.

Limitele termice pînă la care pot rezista unele vieţuitoare sînt surprinzătoare. Cu toate că la temperaturi ridicate celulele animale pier prin evaporarea apei intracelulare, prin coagularea proteinelor protoplasmatice şi lichefierea grăsimilor, unele gasteropode (ca *Neritina termophyla, Bithynia thermalis*), ca şi unele insecte (*Hidrobius orbicularis*) trăiesc normal la temperaturi de peste 50 şi chiar 55°C. Un grup de bacterii termofile îşi duc existenţa nestingherită pînă la 75°C, iar sporii unor bacterii rezistă ore în şir la temperaturi de peste 100°C. Dimpotrivă, temperaturile joase produc o înhibare a metabolismului şi chiar o încetare totală a lui. Totuşi există viermi nematozi ce rezistă la —212°C, iar sporii unor ciuperci nu-şi pierd vitalitatea chiar ţinuţi mai multe zile la —253°C ; în sfîrşit, părţi din ţesuturi vegetale rezistă pînă aproape de zero absolut (58).

Între aceste limite extreme ale posibilităţilor de manifestare a vieţii, organismele se selecţionează ca răspîndire teritorială după condiţiile specifice fiecărei grupe şi chiar specii, în a alege şi acumula prin asimilaţie substanţele necesare existenţei lor şi a degaja prin dezasimilaţie substanţele de care nu au nevoie. Pentru schimbul acesta de substanţe, legătura strînsă cu mediul este astfel o condiţie indispensabilă a existenţei vieţuitoarelor, în vreme ce interacţiunea cu mediul ambiant este pentru corpurile anorganice condiţia distrugerii lor. Dacă animalele pot asimila doar substanţe organice, plantele constituie marele laborator al transformării materiei minerale inerte în substanţe organice.

Chiar plantele superioare au un rol însemnat în privinţa aceasta fie direct prin rădăcinile lor, fie indirect prin procesele de fotosinteză. Prin rădăcinile lor acestea exercită — în afara acţiunii mecanice de dislocare a rocilor — şi o acţiune de dizolvare a acestora prin acizii carbonic şi humic pe care-i secretă, ceea ce le îngăduie să pătrundă şi să se fixeze în stîncile cele mai compacte. Astfel calcarele sînt dizolvate, iar silicaţii se transformă în carbonaţi sau în produşi humici, cu punerea în libertate a siliciului pulverulent.

Rădăcinile tuturor plantelor produc acizi atît pentru a se fixa pe piatră, cît şi pentru a se putea hrăni din substanţele minerale astfel schimbate. „Nici

marmura cea mai dură nu le poate rezista. Dacă desprinzi o ghirlandă de iederă de pe o cruce de marmură, vezi dedesubt urma săpată de ramuri. Tot aşa saxifragele îşi fac în stîncă un fel de cuib prin acelaşi proces de descompunere şi dizolvare prin acizi. În Elveţia există un munte întreg care a fost atacat de acest proces de descompunere pe cale chimică (de nitrificare); pînă în inima lui este alterat, încît locuitorii îi spun Faulhorn (= colţul putred). Se ştie că şi cuarţul care se credea inatacabil de acizi este atacat prin plante" (29, p. 24).

Plantele inferioare — care se întind din zonele calde pînă în ţinuturile polare, putîndu-se fixa chiar pe solurile îngheţate — au un rol mare în alterarea rocilor. Este cunoscut astăzi modul cum atacă lichenii masa minerală de la suprafaţa rocilor (prin acidul carbonic şi acizii lichenici secretaţi), pătrunzînd destul de adînc în porii pietrelor prin hifele ciupercilor constituente. Ei dau naştere unei pelicule de pulbere (în parte organică, în parte minerală), care se adăposteşte sub tal, reprezentînd cea mai elementară formaţie de sol direct pe roca dură. Alte plante inferioare de felul diatomeelor (alge microscopice) descompun rocile cu conţinut caolinic, încorporînd silicea (SiO_2) din care-şi alcătuiesc carapacea, lăsînd liber aluminiul. Algele verzi şi cele albastre (microscopice şi acestea), ce fixează stîncile de la mare altitudine, le atacă despărţind silicea amorfă de calcite. Alte alge albastre, care se fixează pe solurile din ţinuturile semiaride (frecvent în ţinuturile cu tacîre), descompun mineralele constituente, izolînd silicea de aluminiu şi de compuşii fierului.

Dar chiar multe dintre plantele superioare (ierburile, păioasele cultivate, trestia de zahăr, rogozul şi o serie de arbori de pădure) extrag mari cantităţi de silice (SiO_2), pe care o încorporează în trunchiurile şi rădăcinile lor, unde pot alcătui pînă la 25% din conţinutul în stare uscată şi pînă la 30% în cenuşă. Aşa se explică şi faptul că apa din solul şi subsolul pădurilor ţinuturilor calde, conţine între 10—20‰ silice în soluţie în părţile mai de la suprafaţă şi 20—40‰ la adîncimea de 10—20 m (47).

Dar şi mai importantă este acţiunea rezultată de pe urma fotosintezei pe care o îndeplinesc plantele verzi sub înrîurirea luminii solare, îmbinînd bioxidul de carbon din atmosferă, cu sărurile minerale extrase din sol şi din roci. Alegînd şi absorbind substanţele minerale solubilizate prin precipitaţii atmosferice, rădăcinile schimbă compoziţia solului şi rocilor de dedesubt (prin extragerea continuă a aceloraşi substanţe), le alterează pe acestea din urmă, astfel că după un timp nu mai seamănă cu ceea ce au fost la început.

Activitatea de transformare a substanţei minerale în substanţe organice se produce însă în frunze cu ajutorul clorofilei sub acţiunea radiaţiilor solare. Mulţimea frunzelor şi planurilor pe care acestea le expun luminii reprezintă tendinţa naturală a vegetaţiei ca recipientul de energie solară al plantelor să fie cît mai intens.

S-a făcut socoteală că suprafaţa frunzelor diferitelor plante ajunge să dea la un hectar de teren cu fîneaţă din ţinuturile temperate 22—38 ha, iar la un hectar de lucernă din aceeaşi zonă 85 ha. Dacă se ia în seamă suprafaţa totală, mult mai întinsă, a grăunţelor de clorofilă, care este suprafaţa reală de absorbţie a energiei solare, atunci un singur arbore bătrîn reprezintă o suprafaţă de absorb-

ţie de circa 2 ha (43). Se poate astfel întrezări cît de vast este recipientul de energie solară ce transformă substanţele inerte în substanţe organice.

Acumularea CO_2 din atmosferă şi eliberarea oxigenului reprezintă astfel în totalitatea lui un uriaş proces de transformare a scoarţei terestre şi a atmosferei. Aşa s-au adunat între stratele pămîntului zăcăminte carbonifere care însumează, după estimaţiile făcute, peste 8 000 de miliarde t. O altă parte a carbonului datorit proceselor vieţii s-a acumulat în familia rocilor bituminoase, sub formă de petrol, gaz metan şi altele [1]. Dar aceasta nu este totul.

Celălalt revers al procesului este legat de degajarea de către plante a oxigenului în atmosferă. Oxigenul din rocile inerte nu poate fi eliberat din conţinutul lor. Dimpotrivă, rocile consumă oxigen prin reacţiile de oxidare, dar nu-l mai lasă liber. Singura sursă de primenire a atmosferei cu oxigen este procesul de fotosinteză al plantelor verzi. Prin acest proces, se degajă anual în atmosferă o cantitate de oxigen egală cu cea de CO_2 absorbit, adică $1,5 \times 10^{11}$ t. Se consideră astfel că întreaga cantitate de oxigen din atmosferă se poate reface, în condiţiile actuale de masă vegetală, în aproximativ 10 000 de ani (43), ceea ce pe scara geologică a timpului reprezintă extrem de puţin. În componenţa ei actuală, atmosfera este considerată astfel un elaborat al vieţii.

„Atmosfera Pămîntului şi a planetei Marte (refugiile vieţii) este aproape lipsită de bioxid de carbon, în vreme ce atmosfera lui Venus, o planetă fără viaţă, se compune în primul rînd din acest gaz. Atmosfera Pămîntului a pierdut în urma apariţiei vieţii molecule de hidrogen, însă a dobîndit, ca rezultat al fotosintezei plantelor, molecule de oxigen. Toate acestea arată uriaşul rol geochimic deţinut de materia vie“ (50, p. 23).

Un alt proces important în schimbul de substanţe datorit vieţuitoarelor este fixarea azotului atmosferei în sol prin plante din familia leguminoaselor. S-au făcut experienţe care arată că mazărea de pe un hectar, în condiţiile unei productivităţi obişnuite, absoarbe din atmosferă şi lasă în sol 47—50 kg de azot; în condiţiile unei productivităţi ridicate, poate depune în sol pînă la 95 kg de azot la hectar. În cantităţi apropiate acumulează azot şi alte leguminoase (bobul furajer, lupinul, fasolea etc.). Şi mai mari cantităţi de azot fixează în sol trifoiul roşu (160—180 kg/ha) şi lucerna (280 kg/ha). Plantele absorb şi-şi însuşesc azotul din sol (sub formă de nitraţi şi amoniac), iar prin putrezire îl redau circuitului destul de complex ce se formează astfel.

Vieţuitoarele preiau de asemenea din mediul ambiant şi fixează uriaşe cantităţi de calcar şi siliciu. Astfel unele plante de felul coralinaceelor dintre algele roşii incrustează calcar în talul lor, formînd cu timpul depozite calcaroase de proporţii considerabile. Din familia acestor alge sînt la noi calcarele cu *Lithotamnium* de pe malul Prutului în partea de nord a Moldovei, între Ivancăuţi şi Mitoc, de vîrstă tortoniană.

De asemenea este caracteristică diferenţierea pe care o produce vegetaţia în modificarea păturii superioare a scoarţei de alterare. Dăm un singur exemplu: în ţinuturile pădurilor ecuatoriale, procesele obişnuite sînt cele de caolinizare, datorite după cît se pare recombinării parţiale a silicei cu aluminiul liberat prin alterare, sub influenţa mediului slab acid. Pe cînd în savană, dimpotrivă, pre-

[1] Numai rezervele cunoscute de petrol trec de 25 de miliarde t.

domină oxidarea în anotimpul secetos cînd se produce concentrarea sescvioxizilor, la care contribuie şi exportul de silice prin marile graminee proprii acestei zone. Rezultă astfel cuirasa feruginoasă specifică (62).

Datorită valvelor de diatomee s-au format depozite de diatomită, care alcătuiesc dealuri întregi şi în ţara noastră lîngă Pătîrlage pe Buzău, la Adamclisi în Dobrogea etc. Există de asemenea multe calcare organogene de felul depunerilor coraligene, ale briozoarelor ; calcare formate din îngrămădirea valvelor de lamelibranhiate (calcarul lumaşelic), unele dintre ele folosite ca piatră ornamentală, cum este de exemplu cel de la Tohani-Istriţa, ori de la Lespezi — Valea Rea în Dobrogea etc. Sustragerea şi depunerea unor atît de mari cantităţi de calcare şi de silice reprezintă schimbări de mare amploare în natură.

Dacă toate aceste procese au largă desfăşurare, cel mai mare rol în alterarea biologică îl au însă bacteriile cu nutriţie autotrofă chimiosintetică [1]. Prin însemnatele modificări pe care le aduc scoarţei terestre, acestea, împreună cu unele ciuperci inferioare şi cu algele, sînt considerate ca un factor aparte ce lucrează la descompunerea rocilor prin ceea ce s-a numit *alterare organică*. Puterea agentului se vede în infinita participare a acestor vieţuitoare microscopice la transformarea substanţelor minerale. S-a calculat că într-un singur gram de sol se găsesc pînă la 650 de miliarde de bacterii. Un întreg mic univers într-un strop de ţină. Şi această lume măruntă nu se opreşte nici pe vîrfurile munţilor celor mai înalţi, nici pe pămînturile polare, nici chiar pe lavele abia răcite. Lucrează pretutindeni, transformă mineralele, elaborînd substanţe organice necesare vietăţilor superioare.

Dacă atmosfera este un produs al vieţii, aşa cum arată cercetările cele mai recente, în mod indirect *oxidările* petrecute în roci la contactul acestora cu atmosfera pot fi socotite astfel o consecinţă a vieţii. Dar nu numai indirect, ci şi direct intervin în acest proces unele bacterii. De felul acesta sînt ferobacteriile care oxidează carbonatul feros pentru a asimila substanţa necesară corpului lor. S-a făcut socoteala că, pentru a obţine un gram de asemenea substanţe, aceste microorganisme oxidează 464 g de carbonat feros, depunînd 428 g de hidrat al oxidului feric. Acesta, acumulîndu-se sub formă de limonită, dă naştere cu timpul la zăcăminte de minereu de fier. Unii oameni de ştiinţă consideră că minereurile de fier de la Krivoi Rog au această origine organogenă (43).

Se cunoaşte de multă vreme de asemenea şi rolul fermenţilor nitrificanţi în depunerea salpetrului, precum şi acţiunea lor asupra multor roci, acţiune ce provoacă descompunerea chimică a rocilor. Este interesant cum aceste microorganisme ajung la sinteza de pe urma căreia rezultă materia organică din materie minerală. Ele îşi extrag carbonul din carbonaţii rocilor, îl leagă cu azotul adunat din aer, elaborînd azotiţi şi azotaţi, pe care-i folosesc după aceea plantele cu nutriţie heterotrofă [2]. Şi pentru aceasta ele nu au nevoie nici măcar de lumina solară (căci nu au clorofilă), ci folosesc energia reacţiilor chimice exoterme, rezultată din oxidarea compuşilor minerali. Prin activitatea lor elementară, aceste microorganisme sînt considerate printre primii reprezentanţi ai vieţii apăruţi pe pămînt, întrucît se pot hrăni, fără ajutorul fotosintezei, direct din materia minerală.

---

[1] Adică cele ce se hrănesc pe seama regnului mineral fără ajutorul fotosintezei (fără clorofilă şi fără mijlocirea razelor solare).

[2] Care se hrănesc pe seama substanţelor organice sau a celor minerale, dar care au suferit o primă transformare prin bacteriile autotrofe chimiosintetice.

Alterarea organică sau biologică atacă în felul acesta scoarţa pămîntului cu aceeaşi intensitate ca şi factorii fizici, ori chimici în genere. Organismele îşi extrag substanţele minerale necesare, transformînd prin aceasta rocile în aşa măsură, încît duc la formarea solului care îmbracă globul pămîntesc într-un adevărat înveliş (pedosfera). Singure, procesele mecanice şi chimice care duc la fărîmiţarea şi descompunerea rocilor nu ar putea ajunge la această sinteză ; este absolut necesară intervenţia alterării organice, prin care se pregătesc substanţele necesare plantelor cu clorofilă.

Privită în ansamblul ei, alterarea este un fenomen care se produce lent. Studiile întreprinse în această privinţă de N. Leneuf (46) arată că în ţinuturile calde şi umede, unde alterarea capătă amploare neegalată în alte zone climatice [1], reducerea unei secţiuni groase de un metru de granite sau granodiorite în argile, necesită, în condiţii climatice asemănătoare celor actuale, 20 000 pînă la 70 000 de ani. Pe scară geologică aceasta nu reprezintă prea mult. Pentru nivelarea unei peneplene prin fragmentarea verticală pe circa 500 m în astfel de roci, ar fi necesară o perioadă ce se întinde în trecut pînă în eocen sau oligocen ; ceea ce concordă cu rezultatele mai multor cercetări locale.

3. IMPORTANŢA PROCESELOR DE DEZAGREGARE ŞI ALTERARE

Dacă fenomenele de dezagregare şi alterare au fost prezentate separat după agenţii care le provoacă, pentru a putea analiza mai în amănunt ceea ce este caracteristic fiecăruia, în natură ele se întrepătrund şi conlucrează în aşa fel, încît este greu de a le separa cu totul unele de altele. Am putea afirma chiar că rare sînt situaţiile cînd lucrează unul singur dintre agenţii înşiraţi mai sus ; cazurile obişnuite sînt cele de asociere a dezagregării cu alterarea sau de asociere a mai multor feluri de dezagregare sau de alterare. De pe urma acestor procese — asociate sau izolate — rezultă forme de distrugere pe grosimi variabile ale scoarţei terestre. Din ceea ce s-a numit *scoarţa de alterare* rezultă diferite forme de depuneri, iar din sinteza lor, la care trebuie să ia parte în mod obligatoriu organismele, rezultă pătura superficială a scoarţei de alterare, *solul*, caracterizată prin fertilitate, ce asigură plantelor posibilitatea de hrănire.

Scoarţa de alterare. Cu toate că în genere procesele de dezagregare şi alterare se produc pe nesimţite, făcîndu-se vizibile prin rezultatele lor şi nu prin însăşi desfăşurarea lor, ele au o deosebit de mare însemnătate în distrugerea părţii superioare a scoarţei terestre, iar pe alocuri capătă chiar dimensiuni şi ritm de dezvoltare care interesează direct latura economică. Agenţi denudatori, ca ploaia şi vîntul, se dovedesc neputincioşi în atacul lor asupra unei stînci netede de piatră compactă. Numai prin procesele de dezagregare şi alterare se deschide calea distrugerilor pentru aceşti agenţi : din stînca dezagregată ploaia poate spăla firicele desprinse, creînd şănţuleţe adînci, iar vîntul poate ciupi alveole în stînci, gonind dinăuntrul acestora materialul mobil.

[1] Studiile autorului citat au fost întreprinse în regiunea Coastei de Fildeş.

Dezagregarea şi alterarea sînt procese care nu lipsesc de nicăieri pe faţa pămîntului. Puţine sînt locurile în care nu lucrează măcar una dintre ele. S-a putut chiar afirma că aceste procese sînt universale ca aerul atmosferic, ca razele solare, ori ca apa.

Deosebirile dintre efectele dezagregării şi cele ale alterării sînt în multe situaţii greu de definit în amănunte. În linii mari însă, se poate afirma că prima dă naştere la sfărîmături mari, grosiere, ce se rostogolesc pe povîrnişuri, pe cînd de pe urma celei de-a doua rezultă sfărîmături fine ce rămîn adesea pe loc. Două roci, dintre cele mai răspîndite şi mai comune, se diferenţiază astfel prin geneza lor : *nisipurile* care sînt rezultatul acţiunii mecanice de dezagregare şi *argilele* care sînt rezultatul acţiunilor chimice de alterare. Dar se diferenţiază între ele nu numai depozitele formate pe cele două căi, ci rezultă chiar tipuri deosebite de relief : dezagregarea dă naştere în genere la forme ascuţite, piscuri îndrăzneţe, rupturi bruşte de pantă, pe cînd alterarea scoate la iveală o topografie mai domoală, cu predominarea formelor larg ondulate, a liniilor curbe fără unghiuri bruşte, fără proeminenţe accentuate (48).

Adîncimea pînă la care pot pătrunde în scoarţă procesele de dezagregare este în medie de cîţiva metri, pe cînd procesele de alterare pot coborî cîteva zeci de metri. În climatele calde şi umede ale Africii, dar mai cu seamă ale Americii de Sud, semnele alterării se înregistrează destul de frecvent şi pînă la 90—100 m adîncime (35). La fel şi în zonele musonice (31).

Partea superioară a litosferei, influenţată de aceste procese care o macină şi-i schimbă starea chimică, a fost denumită *scoarţa de alterare* (unii geografi propun denumirea de *alterită).* În cuprinsul ei rocile se deosebesc de cele neafectate mai din adînc nu numai prin culoare şi structură şi, ca urmare, prin rezistenţă, dar — la o cercetare mai atentă — chiar prin compoziţie chimică.

În mod obişnuit scoarţa de alterare este limitată la partea ei inferioară prin nivelul freatic pînă la care apele pot circula pe verticală încărcate cu oxigen şi acid carbonic, ori cu sărurile pe care le poartă în disoluţie urcînd spre suprafaţă. Chiar dacă n-ar exista, această circulaţie aproape continuă prin scoarţa de alterare ar fi suficientă pentru a produce schimbări fundamentale în compoziţia şi structura rocilor pe care le străbate. Dar la acestea se adaugă întreg complexul de procese arătate.

În zonele de îngheţ peren adînc, pînza freatică fiind anihilată, procesele de dezagregare (este drept, de forme puţin tipice, deoarece nu intervine dezgheţul repetat) pătrund pînă la adîncimi cu mult mai mari, chiar la peste 100 m adîncime (de exemplu la Iakutsk pe Lena ajung pînă la 200 m, iar la Nordvik pe litoralul Mării Laptev pînă la 600 m). De asemenea, datorită unor lucrări antropice (tuneluri, galerii de mine, foraje etc.) stările de alterare ale rocilor pătrund local la multe sute de metri.

Viteza proceselor ce duc la formarea scoarţei de alterare este condiţionată în primul rînd de vigoarea agentului (care ajunge maximă pentru dezagregare în climatele cu îngheţ-dezgheţ repetat, iar pentru alterare în climatele calde şi umede) ; în al doilea rînd de structura rocii (masivă sau şistoasă, intactă sau fisurată, diaclazată, crăpată, formată din particule uşor solubile sau insolubile etc.). Cu alte cuvinte, schimbarea stării de echilibru a rocilor puse în contact cu factorii de dezagregare-alterare se va efectua cu atît mai repede, cu cît conţinutul mineralogic al rocilor se află în contrast mai accentuat cu factorii

fizico-chimici în fața cărora este expus. Rocile eruptive, formate în condiții endogene de magmă, fundamental diferite de cele oxidante ale atmosferei în care se află astăzi expuse, se descompun chimicește cel mai repede ; rocile sedimentare, formate în condițiile de la interferența litosferei cu atmosfera, hidrosfera și biosfera, unde procesele de alterare se înmănunchează cu cele care le generează, sînt mult mai puțin expuse alterării, care se desfășoară asupra lor în ritm mult mai lent. În fața dezagregării însă, ca proces mecanic de distrucție, rolul rocii trece pe al doilea plan, precumpănitoare devenind condițiile climatice, aceeași rocă dezagregîndu-se cu viteze diferite în condiții climatice diferite. În al treilea rînd, viteza acestor procese se leagă de posibilitățile de îndepărtare a produselor de dezagregare-alterare (pe locuri plane acestea rămîn pe loc, pe povîrnișuri se pun mai ușor în mișcare). Îndepărtarea continuă a acestor produse, adică dezgolirea pînă la roca intactă, deși presupune o subțiere a scoarței de alterare, reprezintă totuși o accelerare a proceselor de dezagregare-alterare.

Procesele de dezagregare-alterare dau naștere unei mari varietăți de forme de microrelief. Lor li se datorește în cea mai mare parte punerea în evidență a formelor de *eroziune diferențială*. Măcinarea inegală a stratelor de consistențe diferite generează în zonele în care acestea au o așezare orizontală forme de *masă* ale martorilor încununați cu părți din placa dură (cum este Masa Tîlharilor, formată dintr-o gresie sarmatică pe dealul Țencușa, în partea de sud a raionului Botoșani), forme de polițe puse în evidență prin scobirea rocilor mai friabile de dedesubt, frecvent întîlnite în partea centrală a Podișului Moldovei etc. Într-o succesiune asemănătoare de strate, dar înclinate în verticală, aceleași procese scot la iveală forme diferite : *pereții verticali* atît de caracteristici, de pildă, pentru valea Milcovului între Mera și Andreiaș, cu aspecte de ziduri ciclopice (fig. 11), reîntîlniți și mai la nord pe valea Putnei între Colacu și Valea Sării, *crestele zimțate* numite popular *custuri*, frecvent întîlnite în Retezat etc.

Dezagregarea și alterarea pregătesc de asemenea calea eroziunii eoliene. Fără acțiunea lor nu ar fi posibilă deflația, adică spulberarea de către vînt a particulelor devenite mobile ale rocii ; după cum n-ar fi posibilă nici coraziunea, adică roaderea rocii cu ajutorul acestor particule. Iată pentru ce se consideră că reliefurile alveolare se datoresc, cel puțin în parte, proceselor de dezagregare-alterare, pe care se grefează procesele eroziunii eoliene. Numai pornind de la aceeași activitate primordială se pot explica și alte forme de microrelief, cum sînt cele numite *saltele, zid de bolovani* etc., despre care am tratat mai înainte.

Încercînd o clasificare a formelor rezultate de pe urma fragmentării pricinuite prin dezagregare — alterare, unii geomorfologi au diferențiat patru tipuri (36, p. 32).

— *Fragmentarea în blocuri unghiulare*, caracteristică rocilor coerente de felul calcarelor, bazaltului etc. și pricinuită de îngheț-dezgheț ; tip de relief caracteristic etajului munților înalți, cu întreaga serie de forme descrise (custuri, turnuri piramidale, colți și ace alpine etc.).

Cojirea rocilor în plăci de cîțiva centimetri grosime și de cîțiva decimetri pătrați în suprafață, caracteristică rocilor șistoase, dar de asemenea și unor roci masive de felul bazaltului, andezitului, ceea ce explică alterarea în formă de bulgări rotunjiți, saltele etc.

— *Fărîmițarea măruntă*, caracteristică rocilor cu structură grăunțoasă, ce dă naștere la spinări stîncoase înecate în arenă, datorită conlucrării dintre dezagre-

gare şi procesele de alterare prin hidroliză (mai frecvente în rocile cu conţinut de silice din grupa feldspaţilor).

— *Măcinarea* în particule foarte fine, chiar coloidale, frecvent întîlnită în rocile gelive, care se transformă în depuneri teşite ce anulează vechiul relief pe care se dezvoltă.

Rezultatul final al acţiunii de alterare-dezagregare este fărîmiţarea rocilor pînă la starea coloidală, cu sau fără schimbarea stării lor chimice. Aceasta duce

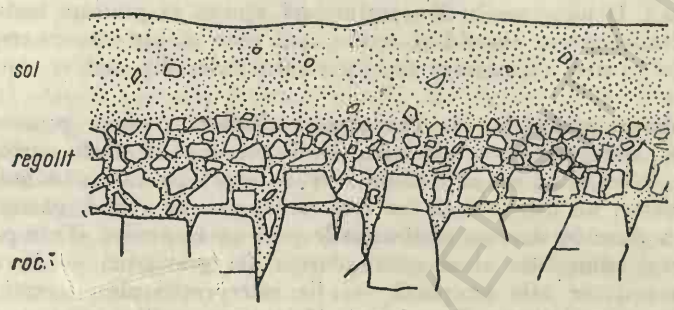


Fig. 34. — Tranziţia de la rocă la sol: regolitul.

la crearea unei noi proprietăţi, aceea a *capilarităţii* şi deci a posibilităţilor de a acumula o rezervă de umezeală proprie. În felul acesta, la capătul îndelungatului şi complicatului proces al dezagregării-alterării, rocile capătă caractere fundamental deosebite, nemaisemănînd cu ceea ce au fost la început.

Scoarţa de alterare, care învăluie întreg relieful ca o pătură aproape continuă, prezintă însă diferenţieri în răspîndirea ei teritorială datorită condiţiilor de climă. În genere, în secţiune, în cuprinsul ei se pot deosebi trei orizonturi: a) un orizont la suprafaţă, alcătuit din materiale fine, produse de alterare transformate chimiceşte, la individualizarea căruia au participat din plin şi vieţuitoarele, orizont ce reprezintă solul; b) scoarţa de alterare propriu-zisă sau *regolitul* (fig. 34), format din sfărîmături de rocă de dimensiuni diferite, amestecate cu materiale de umplutură de dimensiuni fine; c) un orizont şi mai profund numit *rădăcinile scoarţei de alterare* (51), în care procesele de alterare lucrează doar sub formă de vine şi pungi de-a lungul crăpăturilor rocii.

Un interesant profil în scoarţa de alterare pentru o regiune musonică, deci cu un anotimp secetos, este prezentat de L. Berry şi B. Ruxton la Hong Kong (31). Succesiunea orizonturilor de alterare pînă la 90 m adîncime, pînă unde se constată semnele alterării, este în linii mari asemănătoare schemei de mai sus, încheindu-se cu un orizont de rocă în mare parte coerentă, în cuprinsul căreia alterarea (care însumează cel mult 10%) se produce doar în lungul fisurilor. Orizonturile inferioare aflorează în jurul masivului granitic central şi în lungul văilor care-l intersectează, pe cînd formaţiunilor orizonturilor superioare caracterizează zonele plate şi mai ales fundul depresiunilor. Scoarţa de alterare favorizează producerea alunecărilor după anotimpul ploilor musonice şi de asemenea ravinaţia.

În cadrul individualizării scoarţei de alterare, unii cercetători diferenţiază două etape: într-o primă fază chiar numai dezagregarea, ca fenomen mecanic de fărîmiţare, este suficientă pentru a crea însuşiri noi rocii; ea nu mai este compactă, ci friabilă, a ajuns foarte permeabilă pentru apă şi aer, ceea ce amplifică puterea de absorbţie a gazelor, toate acestea activînd alterarea.

Cînd fărîmiţarea ajunge — şi prin intervenţia proceselor de alterare — la particulele foarte fine, coloidale, se trece la faza a doua, în care roca a căpătat însuşirea capilarităţii, ceea ce micşorează şi în anumite condiţii chiar anulează permeabilitatea. O asemenea rocă transformată ajunge să prezinte toate însuşirile impermeabilităţii: poate absorbi şi reţine apa, ceea ce are ca urmare activarea mineralizărilor şi deci accentuarea mobilităţii firicelelor din care se compune (43).

Acumularea produselor de dezagregare-alterare. Ambele procese de care ne ocupăm — dezagregarea şi alterarea — dispun doar de forţa oarbă a distrugerii rocilor, de care nu scapă nici un colţ de stîncă pe faţa pămîntului. Aceşti agenţi denudatori nu dispun însă (ca apa curgătoare, ca vîntul, gheţarii etc.) de mijlocul de a pune în mişcare sfărîmăturile pe care le produc. Transportul acestora este ceva întîmplător şi se poate datora fie gravitaţiei — în cazul cînd sfărîmăturile rocii se află pe pantă —, fie intervenţiei altor agenţi, care pot imprimă această mobilitate. Dar însăşi fărîmiţarea rocilor este o premisă a punerii lor în mişcare. Cu cît materialul rezultat este mai tare mărunţit, cu atît el are mai mari posibilităţi de deplasare şi poate ajunge la depărtări mai mari. Pe de altă parte, transportul contribuie el însuşi la fărîmiţarea mai departe a rocilor puse în mişcare (prin lovire, strivire etc.).

Invers decît la transporturi, depunerea sfărîmăturilor de dezagregare şi alterare se face mai cu uşurinţă cînd acestea sînt alcătuite din fragmente mari sau de mărimi diferite, întrucît cele fine astupă spaţiile dintre blocurile mari, colţurate, fixîndu-le în felul acesta. După modul în care se produc, acumulările materialelor provenite din dezagregare-alterare pot fi de mai multe feluri: eluvii, deluvii, coluvii.

Eluviul reprezintă depozitul ce se formează prin acumularea pe loc a produselor de dezagregare-alterare acolo unde panta terenului, apropiată de orizontală, împiedică punerea lor în mişcare. Particulele care alcătuiesc eluviul, de dimensiuni variabile, sînt nesortate, de regulă colţurate şi lipsite de stratificaţie; ele fac tranziţia treptată spre roca de bază, prezentînd aceeaşi compoziţie (sau în cazul unor alterări mai înaintate, cu posibilitatea recunoaşterii mai multor componenţi stabili ai rocii de dedesubt). Eluviul[1] poate fi alcătuit din bolovani şi blocuri izolate, cum este acel *gruss* ce ocupă întinderi considerabile în ţinuturile polare din Siberia nord-estică ori din Spitzberg, ca rezultat al gelivaţiei. Formaţii asemănătoare de bolovani amestecaţi cu aşchii colţurate de piatră, adevărate *cîmpuri de pietre,* se întîlnesc şi în zona alpină a munţilor noştri, în Munţii Retezat, Godeanu, Făgăraş sau Rodnei. Acolo unde procesul de formare a eluviu-

[1] Nu trebuie să se confunde noţiunea de *eluviu* (depozit de acumulare) cu *procesul eluvial,* de sărăcire a orizonturilor superioare ale solului în substanţe (săruri calciu) prin spălare datorită mişcării descendente a apelor de infiltrare. Acest proces are drept corespondent formarea unui *iluviu,* prin acumularea în orizonturile inferioare a substanţelor transportate de apă din sus (concreţiuni, îmbogăţire în conţinut de săruri).

lui se desfăşoară mai intens, alături de sfărîmarea mecanică intervenind şi procesele alterării, această masă haotică continuă a se fărîmiţa, astfel că blocurile şi bolovanii sînt înglobaţi în propriile lor sfîrîmături. Nici în această îmbrăcăminte sfărîmarea blocurilor nu se termină. Pe platforma înaltă a Munţilor Ţarcu, în scoarţa de alterare alcătuită din fragmente de rocă de dimensiuni diferite, împlîntate într-un material grăunţos argilos, se mai pot observa blocuri întregi abia fisurate, bolovani segmentaţi în toate direcţiile şi transformaţi în fragmente, dar al căror contur primitiv poate fi lesne reconstituit etc. (52). Eluviul se poate forma însă nu numai prin fărîmiţarea rocilor tari stîncoase, ci şi a rocilor argiloase, nisipoase, pietrişurilor etc. În cazul formării de roci afînate, eluviul se deosebeşte relativ puţin prin compoziţie şi proprietăţi de roca de bază.

Uneori eluviul cuprinde întreaga scoarţă de alterare. În mod obişnuit însă aceasta depăşeşte limitele eluviului, putîndu-se diferenţia în cuprinsul ei mai multe orizonturi, de la cel puternic fărîmiţat şi radical transformat chimiceşte de deasupra pînă la cel în care roca este afectată doar de-a lungul unor crăpături sau goluri în formă de pungi.

În locurile în care scoarţa de alterare este subţire doar de cîţiva decimetri, eluviul şi solul se suprapun aproape în întregime ; unde scoarţa de alterare propriu-zisă le depăşeşte în grosime prin „rădăcinile" ei, adică prin orizontul crăpăturilor rocii, eluviul şi solul rămîn numai la partea ei superioară.

Deluviile, adică acumulările de pe pante, se deosebesc de precedentele prin aceea că produsele dezagregării şi alterării nu rămîn pe loc. Pe măsură ce bucăţile se desprind din stîncă, ele se pun în mişcare datorită gravitaţiei (prin surpare, rostogolire, alunecări), prin procesul de deplasare lentă a particulelor din masa acumulărilor de felul *creeping*-ului sau datorită apelor ce se scurg la suprafaţă, de unde şi denumirea (*deluo* = a spăla, a îndepărta). Această dezgolire continuă a sfărîmăturilor activează atacul mai departe asupra stîncii. În felul acesta, pe povîrnişuri procesele de dezagregare — alterare lucrează în genere mai repede decît pe platou. Produsele acestea de fărîmiţare depuse şi mişcate pe versanţi, care capătă, tocmai datorită deplasării lor, anumite caracteristici proprii, poartă numele de *deluvii*.

Spre deosebire de eluvii, acumulările deluviale nu se aseamănă în genere cu roca de bază, căci nu-şi au rădăcinile pe terenul pe care stau [1]. Pe de altă parte, în masa acumulărilor deluviale nu se remarcă etajarea de care s-a vorbit la eluvii, întreg depozitul fiind alcătuit din materiale amestecate, nestratificate, dar cu o slabă rotunjire a muchiilor, cu o uşoară sortare a fragmentelor şi chiar diferenţiate sub raport petrografic (deoarece pot proveni din orizonturi de roci deosebite, situate mai sus pe povîrniş). Între resturile elementelor de faună pe care le cuprinde deluviul, se observă de asemenea deseori un amestec de forme fosile remaniate din stiva stratelor superioare ca poziţie şi forme mult mai recente, sincrone perioadei de formare a deluviului (33).

Ca grosime, depozitele deluviale variază mult de la un loc la altul, putînd ajunge la zeci de metri şi chiar mai mult (fig. 35). Pe acelaşi povîrniş, adesea depunerile deluviale pot prezenta mari diferenţe de grosime (fiind în genere mai

[1] De fapt, chiar depozitul deluvial, alogen ca origine, roca este supusă transformării în continuare, cu deosebire prin procese de alterare, datorită apelor de infiltrare şi sărurilor pe care le spală din conţinutul deluviului, uneori foarte diferite de cele ale substratului.

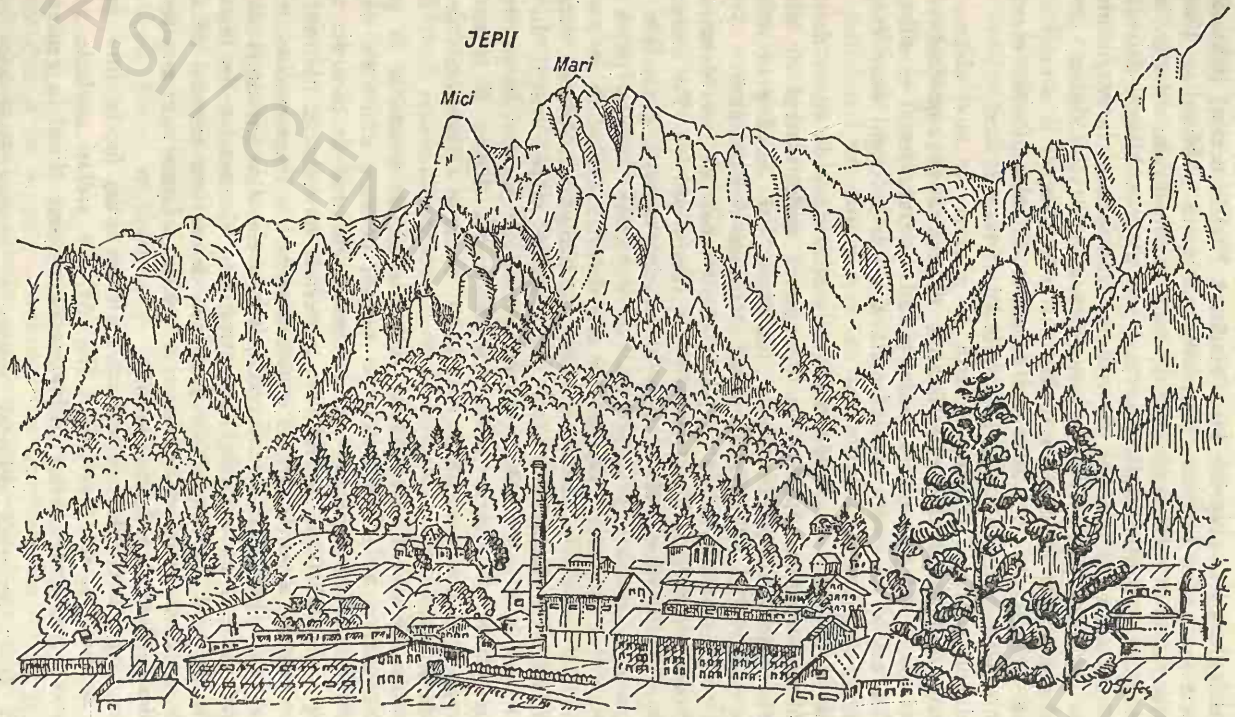


Fig. 35. — Povîrnişul Bucegilor spre valea Prahovei la Buşteni, cu deluviul său (în jumătatea de jos a schiţei).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

subţiri pe porţiunile în pantă mai accentuată şi mai groase pe întîrzierile de pantă) şi chiar discontinuităţi, unde roca apare la zi şi lucrează din plin procesele de dezagregare-alterare. Prin acumularea materialelor acestora, povîrnişurile îşi schimbă înfăţişarea primordială, se încarcă cu materiale de altă natură, în genere mai afînate, pe seama cărora se formează cu înlesnire solurile ; se modifică aşadar nu numai cantitativ, ci şi calitativ. Pentru asemenea formaţiuni este folosit termenul de *pante deluviale* (49), care au o mare răspîndire teritorială. În condiţiile climatului ţării noastre, ele reprezintă un element comun al peisajului de povîrniş, iar întreruperile deluviului (aflorimentele) unde apare roca la zi constituie excepţia.

Asemenea depozite nu lipsesc însă nici pe interfluvii, unde, datorită înclinării terenului, intervine transportul materialelor. Pe culmi şi pe platformele interfluviilor, acumulări de material deluvial se produc în şei, în micile depresiuni structurale crio-nivale etc. sau la baza stîncilor.

Încă o caracteristică a deluviului o dă stabilitatea lui numai relativă. Cauzele care l-au generat (în primul rînd înclinarea povîrnişului) continuă să existe, iar mişcarea materialelor nu se termină chiar cînd depozitul este bine consolidat prin vegetaţie. Deluviul este, aşadar, un depozit aflat în echilibru relativ instabil, lesne zdruncinat. De multe ori o schimbare în aparenţă neînsemnată, cum ar fi înlăturarea învelişului vegetal de deasupra (defrişări de păduri, desţeleniri de fîneţe etc.), schimbări în folosinţa solului (ca de exemplu întinderea arăturilor rău orientate), suprapăşunatul sau altele asemănătoare, poate rupe acest echilibru şi întreg depozitul deluvial poate fi înlăturat în scurtă vreme, ajungîndu-se la rocă. Procesul formării deluviului, care a durat mii de ani, se poate încheia prin această distrucţie datorită unor măsuri nechibzuite, ducînd relieful la înfăţişarea lui scheletică şi sărăcind regiunea respectivă. Refacerea lui, chiar cu aplicarea mijloacelor ameliorative superioare, este grea, costisitoare şi de lungă durată.

S-au putut diferenţia mai multe faze în distrucţia pantelor deluviale : una incipientă, cu alunecări elementare mai ales de tipul celor ascunse sub covorul vegetal *(creep)*, rigole puţin adînci şi spălări mai accentuate în partea superioară a povîrnişului ; o fază de maximă dezvoltare a tuturor acestor procese, de adîncire a lor pînă la baza depozitului deluvial, cu antrenarea celei mai mari părţi a lui spre baza versantului, deci de trecere a materialului deluvial în depozit coluvial — este faza în care microrelieful povîrnişului ajunge extrem de variat, faza finală, de liniştire a distrucţiei pe resturile depozitului deluvial subţiat. În această fază procesele de degradare a terenului depind de rocile substratului pentru ca ele să se oprească sau să continue în adînc. În cazul unui substrat nisipos, argilos etc., distrucţia trece cu uşurinţă şi în aceasta ; în cazul unui substrat stîncos însă, dezgolirea lui de îmbrăcămintea deluvială reprezintă începutul unei noi etape de atacare a scoarţei terestre prin procesele de dezagregare-alterare, devenite din nou foarte active.

Coluviile sînt materialele depuse la baza versantului. Ele provin din depozitele deluviale, din cuprinsul cărora unii cercetători consideră că fac parte integrantă[1]. Spre deosebire însă de deluvii, coluviile au o stabilitate mai mare, date fiind pe de o parte panta mai redusă de la baza versantului, pe de altă parte

[1] Menţionăm şi confuzia pe care o fac unii autori între cele două noţiuni — deluvii şi coluvii —, considerate cu sfere egale ce se suprapun întru totul.

suportul pe care-l prezintă marginea albiei majore pe care se reazimă acest depozit ca pe o opritoare. Depozitul coluvial este îndeobște alcătuit din particule mai fine triate prin transportul pe toată lungimea pantei. Excepție fac povîrnișurile ce stau sub acțiunea rostogolirilor (de pe urma cărora rezultă grohotișuri), în care tocmai dimpotrivă fragmentele mari de rocă înaintează mai departe, depunîndu-se la intersecția versantului cu albia majoră, invadînd-o chiar și pe aceasta.

Udate de apele de ploaie (pe care le înmagazinează în mai mare măsură datorită potolirii pantei) și ale unor posibile izvoare de bază de versant, coluviile se înmoaie și se transformă mai puternic, ajungînd un depozit mai unitar decît deluviul (fig. 36). La marginea lor inferioară, în albie, coluviile se amestecă frecvent cu *aluviile* (depunerile datorite apelor curgătoare), de care însă se pot diferenția, întrucît acestea prezintă stratificație orizontală, sortare relativă și rularea materialelor, caractere ce nu se întîlnesc la coluvii (care pot prezenta doar o stratificație oblică, rezultată din întreruperea depunerilor și tasarea acestora). La deschiderea în vale a viroagelor ce brăzdează povîrnișurile, coluviile se mai amestecă uneori și cu *proluviile*, depozite purtate cu ajutorul șuvoaielor cu regim torențial de felul conurilor de dejecție.

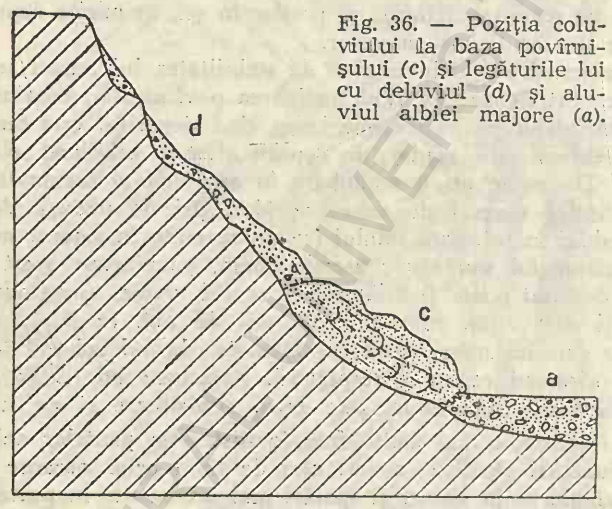


Fig. 36. — Poziția coluviului la baza povîrnișului (*c*) și legăturile lui cu deluviul (*d*) și aluviul albiei majore (*a*).

Ca urmare a deplasării și acumulării sfărîmăturilor provenite din dezagregare-alterare, rezultă variante în forma versanților. În condiții normale, în care înlăturarea și acumularea acestor materiale se echilibrează, rezultă povîrnișuri uniform înclinate. Dacă însă una dintre acestea precumpănește vădit asupra celeilalte rezultă forme diferențiate. Dar forma normală a versanților nu trebuie concepută ca rectilinie din vîrful povîrnișului pînă în albia majoră a văii ; ea prezintă întotdeauna un profil ușor recurbat : convex la partea superioară, concav la cea inferioară.

S-au dat explicații diferite în legătură cu cauzele care duc la un asemenea profil. Mai de mult se explica forma convexă, bombată a versanților

printr-o adîncire viguroasă a talvegului şi, invers, forma concavă, scobită a versanţilor prin încetinirea adîncirii talvegului. Explicaţia este nesatisfăcătoare, deoarece procesele de pe versant cuprind simultan întreaga lui lărgime, indiferent dacă valea respectivă se află într-o fază de adîncire accentuată sau una de stabilizare relativă ; doar că în primul caz denudaţia se produce mai repede, iar în celălalt mai încetinit.

Pentru explicarea formei concav-convexe a versanţilor, atît de obişnuită în condiţiile climatice ale ţării noastre, trebuie să se ţină seamă de următoarea realitate : în mod firesc acumularea materialelor capătă amploare maximă la partea inferioară a povîrnişului, unde, în virtutea gravitaţiei, se adună materialele coborîte de pe întreg profilul. Aceasta duce la o inegală acoperire a versantului : mai groasă la partea inferioară, protejată prin aceasta împotriva proceselor de dezagregare-alterare, ceea ce explică întîrzierea în pantă şi deci concavitatea ce se formează, mai subţire sau chiar neglijabilă la partea superioară a povîrnişului, expus astfel mai intens agenţilor atmosferici, ceea ce determină coborîrea continuă a porţiunii respective şi dezvoltarea formei convexe (36).

Abateri de la regula generală a formei normale a versanţilor se pot datora: deosebirilor de rocă şi structură sau formelor moştenite în cazul reliefurilor vechi.

Pedogeneza, solurile. Stratul afînat de la partea superioară a scoarţei de alterare, transformat prin acţiunea îndelungată a vieţuitoarelor şi care capătă cu timpul însuşirea specifică de fertilitate, datorită căreia, poate întreţine viaţa plantelor superioare, se numeşte sol. La individualizarea lui conlucrează : fărîmiţarea şi descompunerea rocii, acumularea şi descompunerea materiei organice, deplasarea produselor de descompunere minerale şi organice înăuntrul solului cu gruparea particulelor în complexe granulate, care dau structura şi porozitatea caracteristică. În urma acestor transformări (pedogeneză), solul ajunge de nu se mai aseamănă cu roca pe seama căreia s-a dezvoltat. Devine un înveliş aparte, *pedosfera,* sinteză a interacţiunii celorlalte geosfere aflate în contact nemijlocit.

Fărîmiţarea şi descompunerea rocilor produse prin procesele de dezagregare şi alterare fac ca această parte a scoarţei de alterare să devină afînată. Rezultă constituenţi coloidali de alterare (de exemplu argile), constituenţi solubili în apă (săruri, acizi şi baze) şi un material-schelet rezidual de exemplu nisip (5).

Cu toate noile însuşiri căpătate, complexul acesta mineral nu este încă sol, deoarece nici elementele minerale necesare nutriţiei plantelor superioare nu devin libere decît după alte transformări cu participarea organismelor prin care trebuie să treacă acest complex.

Acumularea şi descompunerea materiei organice adaugă alte însuşiri acestei părţi superioare a scoarţei de alterare. Numai la capătul procesului de sinteză a materiei organice acumulate se pot concentra şi elementele minerale în aşa fel ca să fie însuşite de vegetaţie ; abia atunci complexul acesta devine sol.

Instalarea vegetaţiei superioare pe stînca goală sau pe sfărîmăturile rocii nu se produce dintr-o dată, ci prin intermediul microorganismelor, prin aşezarea mai întîi a lichenilor, apoi a unor muşchi etc. Datorită acestora începe şi se dezvoltă acumularea materiei organice. Dar nu simpla acumulare a acestor materii

creează posibilităţile de nutriţie pentru plantele superioare, fiind necesare descompunerea şi combinarea lor cu masa minerală prin care se formează complexul organic-mineral denumit *humus* care dă fertilitatea solului.

Procesul formării humusului este foarte complex şi se produce cu ajutorul bacteriilor şi ciupercilor. În condiţiile unei bune aerisiri a solului, precumpănesc procesele de oxidare, ce duc la descompunerea materiilor organice pînă la mineralizarea lor completă. În cazul unei pătrunderi insuficiente a aerului în sol, precumpănesc procesele anaerobe ce dau mineralizări incomplete (de pe urma cărora rezultă metan, hidrogen sulfurat, amoniac etc.) şi se creează o abundenţă de acizi organici. Un rol hotărîtor în aceste procese îl exercită *bacteriile*, care preferă un mediu alcalin necesar neutralizării acizilor pe care îi produc în activitatea lor vitală, şi *ciupercile*, care preferă dimpotrivă un mediu acid neutralizant pentru produsele lor alcaline. Se creează astfel o succesiune firească şi repetată între aceste microorganisme (43).

Se desprind două faze de formare a humusului : în prima, ţesuturile organice (cum ar fi frunzele uscate) se descompun în substanţe chimice mai simple, la care se adaugă produsele activităţii vitale a microorganismelor, înmulţite în cursul descompunerii materiilor organice, precum şi plasma bacteriană, ceea ce însumează aproximativ 10-15% din materia organică a solului. În cea de-a doua fază se produce sinteza *substanţelor humice* (substanţe macrocelulare proprii solului, ce nu intră în nici una din categoriile cunoscute ale chimiei organice), care alcătuiesc 85-90% din materia organică a solului şi dau acestuia culoarea închisă. Acestea din urmă constituie partea principală a humusului nu numai cantitativ, cît şi prin rolul pe care îl îndeplinesc în sol.

Se vede, aşadar, că organismele ce se hrănesc absorbind anumite substanţe din sol redau acestuia după moarte mai mult decît au încorporat în cursul vieţii lor din pămînt, căci adaugă şi produsele absorbite prin fotosinteză din atmosferă. Întrucît această elaborare se produce sub înrîurirea energiei solare, unii oameni de ştiinţă consideră procesele de transformare organică a solului ca un aport de energie sau, cum a fost numit, un ciclu de energie (48).

Însemnătatea humusului în sol este multiplă. În primul rînd bioxidul de carbon şi acizii rezultaţi din descompunerea humusului dizolvă sărurile din partea minerală a solului, insolubile în apă obişnuită, mărind astfel posibilitatea de absorbire a substanţelor nutritive de către plante. Important este de asemenea faptul că humusul, prezentîndu-se sub formă de coloid hidrofil, cuprinde în mod dispers apa ce poate fi absorbită. Datorită necontenitelor descompuneri ale substanţelor organice, humusul degajă CO_2, care constituie pe de o parte o sursă nutritivă pentru plante, ce intră în procesul de fotosinteză, iar pe de altă parte constituie şi un factor de alterare mai departe a rocii de la baza solului.

Deplasarea produselor de descompunere în interiorul solului sau din sol în plante se face cu ajutorul apei în soluţie obişnuită ori coloidală şi se poate exercita de sus în jos (prin apele de precipitaţie), de jos în sus (prin capilaritate), ori lateral. Deplasîndu-se cu aceste substanţe purtate în soluţie, apa pricinuieşte o serie de fenomene fizico-chimice şi combinaţii, iar solul reţine unele dintre aceste substanţe prin proprietatea lui de *absorbţie*, fapt ce are un însemnat rol biologic. Prin această însuşire, unele substanţe trec în soluţie moleculară, altele

în soluţie coloidală, producînd îmbogăţirea sau sărăcirea unora dintre stratele solului în aceste substanţe, diferenţiind prin aceasta orizonturi bine individualizate (cu deosebire atunci cînd deplasarea substanţelor se face vreme îndelungată în aceeaşi direcţie, mai ales de sus în jos).

Capacitatea de adsorbţie a solului se datoreşte în primul rînd particulelor fine, coloidale ale solului, care constituie *complexul adsorbativ al solului*. Întrucît ele se află în mai mare proporţie în solurile bogate în humus, acestea sînt cele care prezintă şi o mai mare capacitate de adsorbţie. Această proprietate este redusă la minimum în solurile nisipo-argiloase sau nisipoase. Lucrul acesta are o deosebită însemnătate, deoarece particulele fine, coloidale au rolul foarte important de a regla concentraţia soluţiei solului: cînd aceasta creşte datorită unei perioade de ploi mai reduse, ori de secetă, solul reţine o parte din substanţele dizolvate, iar în cazurile de concentraţie foarte mare chiar depune unele substanţe dizolvate sub formă de cristale, astfel că plantele nu suferă de pe urma acestei sporiri a concentraţiei. Se poate observa astfel că „solul nu este un simplu amestec afînat de masă minerală şi organică, ci un anumit corp natural istoric, ale cărui părţi componente sînt în permanentă mişcare legică şi care se dezvoltă fără încetare" (43).

Orizontarea obişnuită a solurilor — în care predomină umezirea prin ape de precipitaţii, deci mişcarea soluţiei de sus în jos — se caracterizează prin diferenţierea a trei orizonturi: cel de deasupra numit *orizontul de acumulare al humusului* (notat obişnuit cu A_1); sub el un orizont de spălare din care sînt îndepărtate unele substanţe, numit *orizontul eluvial* (A_2); mai jos un orizont în care, dimpotrivă, se acumulează substanţele provenite din părţile superioare, numit *orizont iluvial* (B), care se reazimă pe *roca-mamă* (C), parte dezagregată, dar încă netransformată prin procesele arătate mai sus de formarea solului[1].

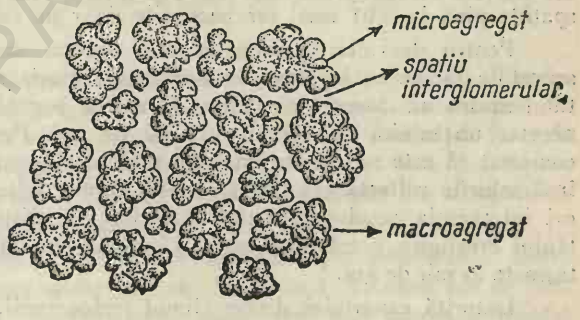


Fig. 37. — Glomerule (după C. Chiriţă).

Structura este o altă caracteristică a solului, care constă în aceea că particulele minerale şi materia organică humificată nu constituie un amestec eterogen şi întîmplător, ci sînt dispuse într-o anumită ordine, se grupează în agregate ca nişte bulgăraşi de mărime diferită, numite *glomerule* (fig. 37). Datorită structurii, solul este afînat, poros, lăsînd să pătrundă în el aerul şi apa necesare vieţii plantelor şi bacteriilor, care au un rol atît de însemnat în formarea humusului. Nu toate solurile au o structură bine individualizată (soluri nestructurate). Cu cît însă solul este mai bogat în humus, cu atît agregatele acestea.

[1] Sînt şi alte sisteme de notare: A, B, C ş.a. (5).

glomerulele, sînt mai stabile ; căci humusul este cel ce adună şi leagă particulele solului, constituind aceşti grăunciori ce dau porozitate solului. Cînd solurile sînt sărace în humus, glomerulele se desfac cu uşurinţă în apă şi se transformă în praf, care după ploi formează o crustă întărită deasupra solului, ce împiedică pătrunderea aerului şi apei în sol, fapt cu urmări defavorabile asupra vegetaţiei, plantele putînd pieri prin uscăciune sau prin asfixie (42). Pe de altă parte, solurile lipsite de structură se bătătoresc lesne, devin îndesate, nu sînt aerisite, ceea ce favorizează dezvoltarea bacteriilor dăunătoare pentru vegetaţie.

Glomerulele sînt agregate rotunjite, de dimensiuni de la fracţiuni de 1 mm pînă la 8-10 mm diametru, poroase în interior (deoarece sînt alcătuite la rîndul lor din glomerule mai mici şi uşoare). Se recunosc structuri glomerulare tipice sau perfecte, cu glomerule mari cu marginile ondulate, rotunjite, şi structuri glomerulare degradate sau imperfecte, cu glomerule turtite, alungite, cu feţe plane şi muchii ascuţite, grupate strîns între ele şi chiar îndesate, astfel că spaţiile intermediare sînt reduse şi parţial suprimate (5).

Datorită unor condiţii speciale, pot lua naştere şi alte structuri, în afara celei glomerulare, ca de exemplu *structura columnară*, caracteristică solurilor sărăturoase (soloneţuri), datorită crăpăturilor verticale, structura *nuciformă*, structura *prismatică* în solurile profunde de pădure bogate în argile, *structura bulgăroasă* în solurile compacte etc.

Porozitatea se datoreşte golurilor din sol, şi anume porilor din glomerule şi spaţiilor dintre glomerule. Totalitatea lor ocupă în genere cam jumătate din volumul solului (în solurile uşoare afînate ajung pînă la 60-70%, iar în cele turboase chiar la 80%). Pe cît sînt de necesare pentru vegetaţie golurile fine şi mijlocii din sol, pentru aerisirea şi umezirea lui, pe atît de defavorabile sînt golurile mari şi crăpăturile, deoarece perii absorbanţi ai rădăcinilor pot folosi doar spaţiile pînă la 0,01 mm, iar bacteriile doar pe cele sub 0,003 mm.

Pentru dezvoltarea solurilor este necesar un timp relativ îndelungat. Observaţiile făcute în legătură cu depunerile glaciare din unele părţi ale continentului nostru au dovedit că pentru formarea podzolului pe nisipuri şi gresii ar fi necesar un minim de 1 000 — 1 500 de ani. Pentru formarea altor soluri s-a constatat că este nevoie de un timp mai îndelungat (2 000 — 2 500 de ani). Cum însă solurile reflectă echilibrul instabil dintre relief, climă şi vegetaţie, de multe ori intervenţia omului prin defrişări sau alte distrucţii ale vegetaţiei poate dezlănţui eroziunea accelerată, astfel că numai în cîţiva ani pot fi denudate soluri formate în mii de ani.

Datorită raportului dintre ritmul pedogenezii, al distrucţiei biologice şi mecanice şi al acumulărilor (deluviale, proluviale etc.), grosimea stratului de sol nu este în genere aceeaşi pe întreg profilul versantului (fig. 38). La partea superioară a interfluviului, pe loc apropiat de orizontală, pe formaţii eluviale, unde lipseşte în genere ablaţia mecanică, solul se îngroaşă treptat prin procese pedogenetice care pătrund tot mai adînc în rocă ; el este însă şi mai puternic levigat datorită stagnării apelor, avînd bine dezvoltate orizonturile A şi B. La partea superioară a versantului, în cazul pantelor accentuate, solul este de obicei mai subţire, datorită înlăturării particulelor sale prin spălare şi deplasări interioare de tip *creep*, care lucrează mai activ decît pedogeneza. La partea inferioară a versantului, datorită acumulărilor de tip coluvial, solul este îndeobşte foarte

gros, dar puţin evoluat datorită îngropării continue a orizontului A sub materialul transportat din partea superioară a versantului (65).

Problema *solurilor îngropate* deschide largi orizonturi de cercetare. Ele se pot datora unor cauze diferite, între care pot fi : mişcările de scufundare lentă în arii de subsidenţă (cum sînt la noi ariile din nordul Cîmpiei Române) sau mo-

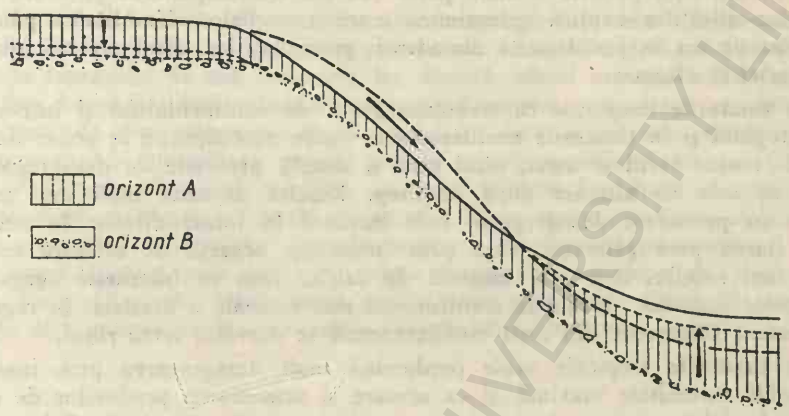


Fig. 38. — Grosimea diferită a solului pe profilul versantului (în parte după J. Tricart).

dificările climatice între perioadele glaciare şi interglaciare, care creează succesiuni între etapele mai umede, în care predomină formarea solului, şi cele de accentuată ariditate, în care aceste procese se întrerup precumpănind depunerile eoliene etc.

Diferenţieri climatice ale proceselor de dezagregare-alterare. În răspîndire teritorială, procesele de dezagregare şi alterare se diferenţiază în raport cu factorul climatic, ieşind pe prim plan cînd unii dintre agenţi, cînd alţii. Formele de relief rezultate capătă astfel tipare deosebite după climatele în care se dezvoltă. Cercetările mai recente deosebesc — cu unele variante mărunte — următoarele areale ale acestor factori modelatori ai scoarţei.

În ţinuturile polare procesele de alterare sînt aproape necunoscute, întrucît pămîntul este îngheţat o mare parte din an. În măsură restrînsă ele se dezvoltă doar în perioada de vară ; dar şi atunci, apele fiind reci — pe un pămînt la mică adîncime încă îngheţat —, aceste procese sînt puternic frînate, mărginindu-se la dizolvarea unor minerale. Îndeobşte rămîne liberă silicea. Aşa se explică de ce argilele — produse de alterare ale silicaţilor — se întîlnesc atît de rar în aceste ţinuturi. În schimb, procesele de dezagregare mecanică, şi anume cele de dezagregare prin îngheţ-dezgheţ, iau proporţii deosebit de mari. Munţii şi povîrnişurile abrupte stau înecate pînă sus în propriile lor sfărîmături, alcătuind enorme complexe de grohotişuri. Sînt frecvente după loc şi înclinare : mările de pietre *(grussuri)* şi rîurile de pietre *(kurum)*.

Prin contrast, în ţinuturile temperate umede, oceanice, procesele de dezagregare nu mai au însemnătate deosebită, pe de o parte întrucît îngheţul este rar chiar în timpul iernii, pe de altă parte întrucît dezagregarea prin insolaţie este frînată, verile fiind răcoroase şi cu umezeală accentuată. Rolul preponderent îl capătă în acele locuri procesele chimice de alterare, datorită apelor abundente din ploi şi a ceţii care persistă o mare parte din an. Descompunerea pe scară largă a alumino-silicaţilor explică extensiunea mare a argilelor. Umiditatea pătrunde în pămînt de sus în jos datorită abundenţii precipitaţiilor, dînd grosimi apreciabile scoarţei de alterare.

În ţinuturile temperate cu accentuat grad de continentalism şi într-o măsură apropiată şi în ţinuturile mediteraneene (unde anotimpurile se reduc de fapt la două : unul torid şi uscat, altul rece şi umed), procesele de dezagregare se succed cu cele de alterare după anotimp. Rezultă depozite mult mai ample, datorite cu precădere dezagregării, care lucrează în forme diferite în decursul anului (iarna prin gelivaţie, vara prin insolaţie). Scoarţa de alterare este în genere mai subţire, deşi mai saturată de calciu, ceea ce înlesneşte coagularea substanţelor organice, ducînd la transformări mai radicale a acesteia. În regiunile predominant calcaroase din zona mediteraneană se dezvoltă *terra rossa.*

În ţinuturile tropicale aride predomină mult dezagregarea prin insolaţie, care capătă intensitate maximă, şi ca urmare şi acumularea produselor de dezagregare. În felul acesta şi în pustiurile tropicale munţii stau la bază înecaţi în grohotiş ca şi în zona polară. În schimb, alterarea este neînsemnată, reducîndu-se la acea crustă negricioasă atît de caracteristică ce acoperă pietrele, circulaţia capilară a apelor puternic mineralizate strînge la suprafaţă sărurile — în special carbonaţii de calciu şi de magneziu mai puţin solubili. La suprafaţa locurilor joase se formează sărături groase de felul *sebka).*

În ţinuturile tropicale umede (ecuatoriale, musonice) predomină procesele de alterare datorită căldurii şi excesului de apă. Ele capătă astfel maximă dezvoltare. Scoarţa de alterare atinge grosimi considerabile, pe alocuri pînă la 100 m adîncime. Oxidările lucrează pe scară largă. Lateritele dau nota caracteristică peisajului, cu deosebire acolo unde se interpune şi un anotimp secetos, iar argilele roşii (pe alocuri violacee) în regiunile umede tot timpul anului. Tot atît de frecvente sînt bauxitele, ca şi celelalte produse reziduale de alterare *(alitele).* În acest mediu de seră, alterarea biologică lucrează de asemenea în proporţii nemaiîntîlnite. În schimb, dezagregarea mecanică este puternic frînată (îngheţul lipseşte cu desăvîrşire, iar insolaţia este limitată datorită pe de o parte umezelii rocilor şi atmosferei, pe de altă parte vegetaţiei care acoperă terenul mai peste tot.

Rezultă tipuri de relief diferite, în care nu numai formele de amănunt, dar şi liniile mari care dau nota caracteristică a peisajului sînt fundamental deosebite. Ele sînt cele ce fac să iasă în evidenţă exotismul peisajului local pentru călătorul care vine din altă zonă de climă.

În ţinuturile de tranziţie dintre aceste zone principale, activitatea diferiţilor factori se complică prin conlucrarea mai multora dintre ei, uneori contradictorii ca efecte. În genere, formele care dau caracteristicile zonelor principale devin mai şterse, mai puţin expresive în ţinuturile de tranziţie, cu atît mai mult cu cît şi ceilalţi agenţi îşi aduc contribuţia lor pe alocuri hotărîtoare.

Cap. II. ACŢIUNEA EOLIANĂ

Dacă forţele fizice şi mecanice ale dezagregării şi cele chimice ale alterării lucrează oriunde pe faţa pămîntului, sub toate climatele, nici o porţiune de uscat nescăpînd de sub înrîurirea lor directă, *vîntul* este un agent denudator care, deşi lucrează difuz, acţionînd pe teritorii neprecis delimitate, prezintă totuşi largi zone de discontinuitate. După modul în care acţionează, vîntul prezintă caractere care-l diferenţiază net de ceilalţi agenţi modelatori ai scoarţei terestre, iar formele de relief rezultate au originalitatea lor. Între acestea se pot deosebi două mari grupe: unele ce rezultă de pe urma *eroziunii*, altele de pe urma *acumulării* materialelor puse în mişcare. *Transportul* particulelor mobile este comun, lucrînd prin golire la prima categorie, prin depunere la cea de-a doua. Pentru a putea însă urmări modul cum acţionează vîntul în cele două situaţii, este necesar să se arate unele caracteristici ale acestui agent.

1. EROZIUNEA EOLIANĂ

Caracteristicile vîntului ca agent modelator. Vîntul este cel mai dinamic dintre agenţii modelatori atmosferici, cu toate că rezultatele acţiunii lui par mai imprecise, deoarece el nu lucrează pe porţiuni strict limitate teritorial ca alţi agenţi (de exemplu, povîrnişuri cu o anumită expunere în cazul dezagregării mecanice, părţile superioare ale bazinelor hidrografice în cazul eroziunii apelor curgătoare etc.), ci acţiunea vîntului, nefiind supusă legii căderii corpurilor, se întinde neuniform pe suprafeţe considerabile. Ea atacă în egală măsură povîrnişurile, cumpenele de apă şi fundul văilor, după cum depune produsele eroziunii nu numai la poalele povîrnişurilor, dar în egală măsură pe platouri şi culmi, ori pe versanţi expuşi vînturilor.

Datorită tocmai acestei largi extensiuni şi faptului că nu alege părţile de relief pe care le atacă, vîntul are un larg domeniu de acţiune, astfel că, acolo unde alţi agenţi denudatori sînt absenţi, el rămîne singurul ce îndeplineşte sarcina de a îndepărta sfărîmăturile produse prin dezagregare şi alterare, dînd astfel noi posibilităţi de lucru acestor agenţi modificatori ai scoarţei.

Vîntul are însă şi alte caracteristici prin care se explică unele trăsături specifice ale eroziunii şi depunerilor eoliene. El nu este un curent uniform şi constant de aer, adică nu prezintă pe întreaga întindere pe care se mişcă aceeaşi viteză şi aceeaşi direcţie. După momente de liniştire relativă, izbucneşte din nou cu intensitate sporită. Pe de altă parte, direcţia în care bate vîntul este în amănunt schimbătoare. El nu reprezintă decît rareori un suflu constant care să curgă ca un rîu liniştit de cîmpie, deoarece unghiul sub care loveşte curentul de aer oscilează în jurul aceleiaşi direcţii generale, astfel că datorită şi variaţiei de intensitate pare că pulsează lovind în rafale, mai lesne vizibile pe o ploaie deasă. De asemenea vîntul suferă deviaţii şi reduceri în intensitate, în contact

cu neregularitățile scoarței terestre sau cu obstacole de felul unei păduri sau pîlc de arbori, așezărilor omenești etc.

Acționînd însă asupra materialului provenit din dezagregare sau descompunere, vîntul *sortează* ca printr-o adevărată cernere acest material, antrenînd numai părticelele suficient de mărunțite pentru a putea fi spulberate ori tîrîte. Particulele cele mai fine sînt purtate de vînt plutind în suspensie prin atmosferă, uneori pînă la distanțe de sute și chiar mii de kilometri. Particulele mai mari sînt împinse pe sol fie prin rostogolire, fie prin mici sărituri. Limita dimensionării particulelor între cele două categorii de mișcări — purtate în suspensie sau prin tîrîre — nu este fixă, schimbîndu-se după intensitatea vîntului.

Cu toate că se prezintă doar ca un curent ce începe de la un suflu slab sau o adiere ușoară (sub 3 m/s), puterea de lovire a unui vînt de mare intensitate poate ajunge considerabilă. Bătînd cu o viteză de 28 m/s, vîntul exercită o presiune de 95 kg/m². În cazuri excepționale, ale unor uragane care suflă cu viteză de 45 m/s, puterea de lovire ajunge la 400 kg/m².

Se explică astfel dezastrele pe care le provoacă furtunile în vegetația arborescentă. Cînd vîntul trece de 10 m/s ramurile se îndoaie, se „biciuiesc" unele pe altele. Treptat, cu cît viteza acestuia crește, ramurile se rup, iar tulpinile, chiar ale arborilor bătrîni, se balansează atît de tare, încît provoacă ruperea rădăcinilor. La o intensitate și mai mare a vîntului, sînt sfîrtecate chiar tulpinile și se produce doborîrea în masă (cu rădăcină) a arborilor. Între esențele obișnuite ale pădurilor din țara noastră, mai expus este molidul, care are rădăcinile puțin adînci, iar dintre foioase mesteacănul. Așa se explică de exemplu doborîturile provocate de furtuna din primăvara anului 1961 pe valea superioară a Ialomiței și pe povîrnișul apusean al Bucegilor.

O forță excepțională de lovire au vînturile sub formă de vîrtejuri, de felul, *taifunelor* de pe țărmurile orientale ale Asiei, ori *hurricanelor* din zona Antilelor, cu gradient baric foarte ridicat, care ajung la o viteză de peste 40 și chiar peste 45 m/s[1]. Puterea lor de distrugere este considerabilă, putînd duce la dărîmarea unor construcții solide de beton armat, cum s-a întîmplat în 1926 pe coastele Floridei (S.U.A.), unde s-au năruit numeroși zgîrie-nori La Tampico (Mexic), în septembrie 1955, un hurrican a distrus o mare parte a orașului, producînd moartea a peste 200 de persoane ; pe întreg litoralul golfului Mexic, au fost atunci rase mai multe localități, iar cele șapte uragane care au bîntuit în 1963 regiunea Mării Caraibilor au provocat moartea a 6 806 persoane și pagube materiale în valoare de circa 500 de milioane de dolari. Taifunele din Japonia și din Filipine produc pagube asemănătoare în plantații, așezări omenești etc., mai ales pe țărmurile unde se asociază și valurile răscolite. În 1922 a fost astfel distrusă cea mai mare parte a orașului Swatow, pierind sub dărîmături sau înecați în valuri peste 200 000 de oameni.

Dacă mișcările ciclonale au o mare putere de lovire și deci de distrucție, un rol foarte însemnat în crearea morfologiei depozitelor de nisipuri îl au micile vîrtejuri ce se formează în ținuturile aride — deci lipsite de vegetație sau cu vegetație rară — în perioadele calde și uscate. Datorită încălzirii nisipurilor la

[1] Uraganul „Flora" din octombrie 1963 a înregistrat pe coastele Cubei viteza de 50 m/s, fiind considerat unul dintre cele mai distrugătoare din ultimele decenii. Pe coastele insulei Haiti, pare să fi atins chiar 55 m/s.

suprafaţă pînă la 70—80°C, ia naştere o mişcare de convecţie — ascendentă —, dar nu rectilinie, ci în formă de tirbuşon, care imprimă aerului în rotire o viteză considerabilă (este ceea ce francezii numesc *colonnes de poussière*, germanii *Staubstürme*, iar englezii *wirlwinds of dust)*. Mişcarea aceasta spirală este întovărăşită şi de o translaţie pe orizontală, cu efecte directe asupra formelor de acumulare a nisipurilor.

Chiar în ţinuturile noastre, în anumite condiţii locale, se înregistrează vînturi în formă de vîrtej. Miniaturi ale acestora sînt vîrtejurile de praf ce se văd în toiul verilor uscate pe drumurile de ţară, ridicînd la înălţime frunze uscate, pănuşi de porumb, zdrenţe (fig. 39). De proporţii mai mari era *sorbul* ce bîntuia frecvent în zona nisipurilor de la Hanu-Conachi, înainte ca acestea să fi fost împădurite. Datorită diferenţei de încălzire a nisipurilor golaşe, ce ajung la 60—70°C faţă de ţinuturile cu vegetaţie din jur cu temperaturi mai moderate, se dezvoltă convecţia, dînd naştere mişcării circulare cu viteză considerabilă. Se pornea astfel pe neaşteptate în toiul verii vîntul acesta în spirală, care în deplasarea lui extrem de rapidă producea dezastre mari ; ridica la mari înălţimi căpiţele cu snopi ca pe nişte

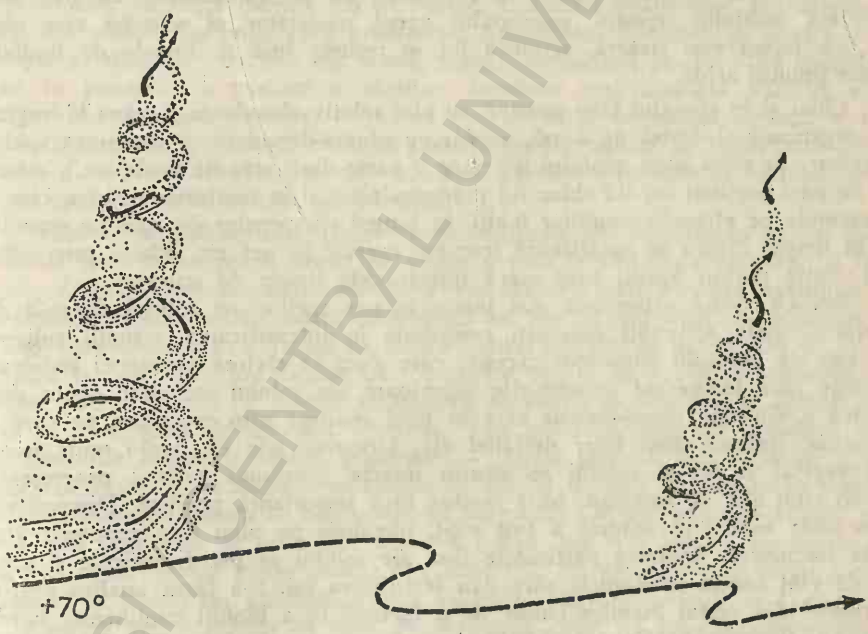


Fig. 39. — Mişcarea de convecţie cu formarea vîrtejurilor pe tipul sorbului din sudul Moldovei.

fulgi, arunca la sute de metri depărtare acoperişurile caselor, rostogolea căruţele încărcate cu atelaje cu tot etc. După fixarea nisipurilor prin împădurire, sorbul s-a rărit şi a pierdut mult din amploare. Asemenea vîrtejuri de aer, trecînd în mişcarea lor de translaţie peste suprafeţe lacustre, dau naştere la *trombe* de apă

de felul celor marine. Un asemenea fenomen s-a înregistrat la 30 iulie 1955 pe lacul Brateş. Altul în acelaşi an pe lacurile pe lîngă Măcin[1].

Cu toată puterea lui considerabilă de lovire, vîntul nu atacă direct roca coerentă, ci numai pe cea asupra căreia au lucrat procesele de dezagregare şi alterare. Acţiunea lui constă doar în punerea în mişcare a particulelor libere şi dintre acestea doar a celor de dimensiuni suficient de reduse pentru a putea fi deplasate, adică a fi scoase din crăpăturile sau din alveolele rocii.

Acţiunea eoliană se exercită de asemenea şi asupra particulelor rezultate de pe urma eroziunii apelor curgătoare şi a depozitelor formate de acestea (nisipuri, mîluri), asupra celor provenite de pe urma acţiunii distructive şi constructive a mării (nisipurile plajelor, perisipuri etc.), a gheţarilor (depozite morenaice) etc., care se află în stare mobilă sau care prin uscare, prin bătătorire, prin degradarea vegetaţiei, pot ajunge mobile.

Acţiunea vîntului capătă puteri deosebit de mari în ţinuturile lipsite de învelişul vegetal protector sau în care acest înveliş este rărit şi discontinuu. De aceea mai toată zona pustiurilor şi stepelor tropicale, ori temperat-continentale, intră în domeniul eroziunii eoliene. S-a calculat că, pe aproximativ un sfert din suprafaţa uscatului terestru, principalul agent modelator al scoarţei este vîntul. Sub formă mai ştearsă, acţiunea lui se resimte însă şi dincolo de limitele acestor ţinuturi aride.

Chiar şi în climatul ţării noastre, cu ploi relativ abundente şi reţea hidrografică organizată şi destul de deasă, aşadar cu pluvio-denudaţie şi eroziunea apelor curgătoare pe prim plan, vîntului îi revine o parte din opera de modelare a scoarţei. Pe mici porţiuni capătă chiar rol precumpănitor şi în ţinuturile noastre, cum e de exemplu pe vîrfurile munţilor înalţi, în lungul cumpenelor de apă, pe anumite văi în lungul cărora se canalizează frecvent curenţi de aer etc. Vîntul este astfel unul dintre puţinii agenţi care atacă interfluviile lipsite de scurgere.

Întrucît vîntul acţionează mai intens asupra rocilor ori solului dezgolit de vegetaţie, unele activităţi omeneşti contribuie la intensificarea acţiunii eoliene. Aşa este de exemplu păşunatul excesiv, care duce la rărirea vegetaţiei ierboase, arăturile care fărîmiţînd orizonturile superioare ale solului înlesnesc opera distructivă a vîntului, despăduririle care în mod indirect prin eroziunea pe care o dezlănţuie creează cîmp liber deflaţiei etc. Urmarea este că, acolo unde învelişul vegetal şi cel al solului se menţin intacte, eroziunea eoliană progresează într-un ritm atît de încetinit, încît rămîne fără importanţă practică. Dimpotrivă, acolo unde echilibrul natural a fost rupt, pagubele pe plan larg economic sînt foarte însemnate, deoarece particulele fine ale solului ce pot fi ridicate şi purtate de vînt conţin substanţele care dau fertilitatea lui. S-a făcut analiza prafului ridicat din vestul Statelor Unite de o furtună ce a bîntuit continentul nord-american, şi depus în Canada. El era compus aproape în întregime din materii organice, azot, acid fosforic şi foarte mult potasiu, adică cele mai preţioase elemente ale unui sol fertil, acestea fiind mai cu înlesnire dezagregate şi purtate prin atmosferă decît nisipurile sau alte părţi grele ale solului.

Prin întreita acţiune de eroziune, transport şi depunere pe care o exercită vîntul, acesta este un agent modelator complet. Numai că ordinea aceasta de

[1] „Buletinul meteorologic", 1955, p. 84.

lucru nu se menţine atît de riguros ca la alţi agenţi denudatori. Cu toate întrepătrunderile acestor faze în acţiune, se poate observa că vîntul *spulberă* şi *mătură* materialul fin, necoerent, selecţionîndu-l după mărime, întocmai cum l-ar cerne prin site de mărimi diferite, în raport cu puterea cu care suflă — acţiune cunoscută sub denumirea de *deflaţie ;*

— *transportă* materialul tot prin selecţionare ; firicelele mai mari şi mai grele *prin tîrîre ;* firicelele fine *prin plutire* în atmosferă (în această privinţă transportul eolian se aseamănă într-o mare măsură cu cel exercitat de apele curgătoare, unde nisipul mai mare şi pietrişul sînt tîrîte pe fund, iar mîlul fin purtat în suspensie şi dînd tulbureala apei) ;

— *depune* materialul cărat, dînd naştere la două categorii de depozite : unele din praful purtat prin atmosferă, altele din nisipul tîrît pe sol, creînd *dunele.*

Pentru a cunoaşte mai de aproape mecanismul acţiunilor eoliene, analizăm separat pe fiecare în parte.

Deflaţia. Este acţiunea de spulberare şi măturare a materialului fin, necoerent, de la suprafaţa şi din crăpăturile rocilor. Nu este o acţiune de eroziune directă, căci, cu toată puterea lui de lovire, vîntul nu poate rupe sau desprinde părţi din stîncă. Furtunile care pricinuiesc rostogolirea pietrelor pe povîrnişurile abrupte şi stîncoase, nu sînt ele însele pricina fărîmiţării rocilor. Ele contribuie doar la punerea în mişcare a părţilor desprinse mai dinainte datorite altor procese (dezagregare, alterare, coraziune etc.) şi chiar la această acţiune se mai asociază forţa de gravitaţie. Deflaţia constă, aşadar, numai în înlăturarea particulelor fine ale sfărîmăturilor de rocă mai dinainte pregătite şi lucrează indiferent dacă locul este înclinat sau orizontal.

Particulele mobile, fine, fiind mereu înlăturate de vînt, rămîn pe loc sfărîmăturile mari ce nu pot fi urnite de acesta şi roca *in situ* (cu crăpăturile şi fisuraţiile deschise), expusă astfel măcinării mai departe sub acţiunea agenţilor atmosferici. Deflaţia trebuie astfel considerată un asociat important în procesele de dezagregare-alterare prin faptul că înlătură mereu praful şi nisipul fin de la suprafaţă, iar pietrişul care rămîne pe loc devine din ce în ce mai proeminent. Cu timpul terenul bîntuit de vînturi se acoperă cu pietriş şi bolovani în aceeaşi măsură în care solul devine mai scheletic. Este potrivită expresia populară rusă din ţinuturile expuse la vînturi puternice — „Cresc pietrele fără rădăcini" (104). Ogoarele ajung să se acopere cu timpul cu un fel de zale de pietriş. În condiţii optime fenomenul acesta se desfăşoară în deşerturi. Caracteristice în această privinţă sînt platourile de *serir* din deşertul Libiei, *reg* din Sahara apuseană, sau atît de caracteristicile *gibber plains* din Australia, întinderi de-o netezime ideală, acoperită cu pietriş fin, admirabile piste naturale pentru automobile, în fuga cărora nu se ridică nici o aburire de praf. Se formează astfel un adevărat *pavaj deşertic (bowlder pavement),* iar prin denudare înaintată datorită deflaţiei se individualizează ceea ce arabii numesc *hammada (rock plain* engl. şi *Felsebenen* germ.).

Nu peste tot însă în pustiurile tropicale deflaţia oferă situaţii asemănătoare. Unde procesele de dezagregare au dat naştere (datorită specificului rocii) la bolovani, creste şi stînci, cum este cazul în Podişul Haurudj în acelaşi pustiu al Libiei, ţinut alcătuit din bazalte, circulaţia cu autovehiculele este extrem de îngreuiată.

„Începe iar călătoria periculoasă prin şesul cu stînci de piatră — scrie un călător. În curînd maşinile noastre dau peste o fîşie de teren cu pietroaie de-a dreptul gigantice. Blocuri de cîte un metru cub par aruncate ca de mîna unor uriaşi peste grohotişuri sau sînt adunate în formă de piramide înalte de peste 10 m. Adeseori aceste piramide sînt atît de aproape una de alta, încît trebuie ocolite din cauză că maşinile nu se pot strecura printre defileele miniaturale dintre ele" (61).

În arături, deflaţia se execută cu mai multă înlesnire în intervalele dintre rînduri, deoarece rădăcinile şi frunzele plantelor protejează solul împotriva vîntului. Se înţelege că în genere deflaţia e mai intensă în perioadele de secetă, cînd particulele de sol devin pulverulente prin uscăciune, şi mai slabă după ploi, cînd umezeala leagă între ele firicelele de praf într-o masă lipicioasă de noroi. Deflaţia scoate astfel la iveală în arături un microrelief caracteristic : mici creste cu şănţuleţe între ele. După o activitate mai îndelungată, crestele sînt erodate şi transversal, astfel că ajung ca nişte şiraguri de mici piramide de pămînt, un fel de muşuroaie cu cîte un smoc de vegetaţie în vîrf. În acest stadiu, microrelieful ogorului se aseamănă cu un teren microvulcanic (104).

La fel lucrează deflaţia şi în păşuni, numai că terenul înţelenit şi protejat de rădăcinile ierburilor impune un ritm mai încetinit de lucru. Cu cît însă porţiunile dezgolite de ierburi prin păşunat excesiv sînt mai extinse, cu atît activitatea deflaţiei este mai mare. Rezultă acelaşi microrelief cu mici piramide de pămînt, însă neregulat aşezate, avînd înălţimea de 20-30 cm.

Măsurătorile cantitative ale distrugerii solului prin deflaţie se bazează tocmai pe înălţimea acestor *piramide martore*. Dacă pe terenurile în pantă intervine şi transportul materialului prin apele de şiroire (urmînd să se facă corecţiile respective pentru aflarea cantităţii materialului spulberat de vînturi), pe locurile orizontale întreaga grosime de sol dezlocuit se datoreşte deflaţiei. S-au stabilit — ca şi la eroziunea prin spălarea solurilor — cinci grade de înlăturare a solului prin deflaţie, începînd de la dezlocuirea părţii superioare a orizontului humic pînă la atingerea rocii-mame[1].

Dacă vînturile sînt puternice, deflaţia lucrează cu intensitate chiar în regiunile oceanice mai umede. În Islanda de exemplu, datorită unor influenţe antropice, între care mai ales suprapăşunatul, distrucţia solului prin deflaţie prezintă, după cum s-a afirmat, „o amploare dramatică". Deşerturile eoliene, în care orice urmă de sol a fost înlăturată *(vindöknar)*, au ajuns să ocupe suprafeţe mult mai mari decît deşerturile glaciare *(köldöknar)*. Una dintre problemele esenţiale de studii legate de teritoriu a ajuns astfel în Islanda aceea a eroziunii eoliene (106).

Formele de relief exercită o influenţă vădită asupra deflaţiei. Întrucît însă această activitate nu ţine seamă de gravitaţie, se explică de ce părţile superioare ale povîrnişurilor sînt mai intens atacate decît părţile lor inferioare, unde intensitatea vînturilor este mai redusă, locurile fiind mai adăpostite.

Cînd vîntul suflă perpendicular faţă de orientarea văii, viteza lui la poalele versantului se micşorează de trei ori. Chiar cînd vîntul bate în lungul văii, to-

[1] În ţinuturile pietroase mai aride s-a încercat şi altă metodă de estimare cantitativă a distrugerii prin deflaţie, cu ajutorul proporţiei pietrişurilor scoase la suprafaţă.

tuşi pe fundul acesteia viteza lui este de două ori mai mică decît pe părţile superioare ale versanţilor. Cercetările au arătat că, la o reducere pe jumătate a vitezei vîntului, capacitatea deflaţiei, exprimată în energie cinetică, se micşorează de aproximativ patru ori.

În acţiunea deflaţiei se pot diferenţia două variante : una datorită furtunilor, care în scurtă vreme înlătură un strat gros de sol, provocînd *ploile de praf ;* alta datorită vînturilor obişnuite, dînd naştere la o „eroziune" invizibilă la prima observare, lucrînd în ritm lent, dar constant. Prin caracterul ei impresionant, cea dintîi a atras atenţia cercetătorilor de multă vreme şi e mai bine studiată, pe cînd cea de-a doua, care prin persistenţa ei dă în timp rezultate mult mai dezastruoase, a început să fie cunoscută numai în vremea din urmă.

Între furtunile care înalţă nori de praf, mai cunoscute sînt *furtunile negre* din Ucraina, care se produc mai ales primăvara, cînd ogoarele nu sînt încă acoperite cu vegetaţie. „În timpul acestor furtuni — scrie V. A. Obrucev (54) —, praful întunecă complet cerul, soarele — chiar cînd se mai zăreşte — pare un disc roşu. Prin ferestrele şi uşile închise, praful pătrunde şi în case, iar pe stradă scîrţîie între dinţi, îţi taie respiraţia şi-ţi ia vederea".

O asemenea furtună, care a cuprins între 26 şi 27 aprilie 1928 un teritoriu de circa 400 de mii km² în stepele de la nordul Mării Negre şi al Caucazului, a subţiat prin deflaţie solul acelor regiuni cu 12-25 mm. Norii de praf s-au propagat spre vest depunînd — după evaluările făcute — cîte 24 t de praf pe km², în Ucraina apuseană, cîte 15 t/km² în sudul şi estul ţării noastre, cîte 12 t/km² în Polonia etc. (18). În ţara noastră, după un studiu întreprins de C. Ioan (85), acea ploaie de praf a acoperit un teritoriu de 74 000 km² cu un strat de pulbere gros de 1-4 mm (cea mai mare grosime atingînd-o în Bucovina şi Moldova de nord). Evaluările făcute cu acel prilej au arătat că numai pe teritoriul ţării noastre au căzut 148 de milioane m³ de praf. Analizele arătau că pulberile de culoare cenuşie proveneau din solurile sudului Ucrainei.

Din aceeaşi categorie în Sahara e *simunul,* care înalţă un adevărat zid mişcător de nisip, atmosfera devine înăbuşitoare, arşiţa sufocantă, vuietul asurzitor, întreg spaţiul este plin de electricitate, astfel că şi hainele produc scîntei. Rareori caravanele surprinse de acest uragan îl pot birui. Cămilele se întind la pămînt, oamenii se adăpostesc printre ele învăluindu-se în pături, umplîndu-şi urechile şi nasul cu vată, pentru ca nisipul să nu le pătrundă în plămîni. Cînd simunul se prelungeşte, caravana întreagă piere sub nisip.

În partea de nord a Saharei, în deşertul Libiei, impresionante sînt furtunile fierbinţi ce bîntuie dinspre sud în toiul arşiţei de prînz, ca nişte trombe de nisip, numite de localnici *ghiblis.* Aceste numeroase coloane de praf ce se deplasează cu repeziciune, producînd un fel de urlet deasupra pustiului, se văd la mari depărtări. Ele antrenează nu numai praful, dar şi firicele de nisip de dimensiuni relativ mari.

În S.U.A. întinse teritorii din vest (statele Colorado, Texas, Oklahoma şi Kansas) sînt ţinuturile de origine a violentelor furtuni de praf numite *dust-bowl.* Ele poartă departe spre est şi spre nord acest material, pe care-l lasă sub forma unor ploi de praf pînă în părţile New Yorkului, sudul Canadei etc. Astfel marea furtună care a bîntuit părţile de vest ale cîmpiei de la poalele Munţilor Stîn-

coşi la 12 mai 1934, a ridicat şi transportat spre estul ţării circa 300 de milioane tone de praf (18).

În ţara noastră se înregistrează destul de frecvente *ploi de praf*, uneori chiar mai multe în decursul unui an. În cele mai numeroase cazuri ele sînt precedate de furtuni, care au şi prilejuit înălţarea norilor de praf din anumite zone ale pustiurilor. Aşa s-a întîmplat în 1948. La 11 aprilie o furtună cu viteza de 100 km pe oră (26 m/s) a bîntuit sudul ţării. Ea a adus o pîclă deasă, înecăcioasă, iar în zilele următoare de la 12 la 14 aprilie au căzut pulberi groase. Fenomenul s-a repetat anul următor de la 31 martie la 2 aprilie. Uneori însă pîcla de pulberi acopere pe nesimţite cerul, fără a se mai simţi furtuna. Aceasta s-a potolit pe parcurs, în zona respectivă aflîndu-se la periferia ariei sale, unde lasă să cadă norii de praf. Aşa a fost ploaia de praf de la 15 martie 1962, care avea o coloraţie intens gălbuie, ceea ce a dus la presupunerea — conform direcţiei vîntului — că pulberile îşi aveau obîrşia în zonele cu praf de marnă din pustiul Libiei, care au aceeaşi coloraţie.

Pentru determinarea cantităţii de sol spulberat prin deflaţie, s-au făcut estimaţii mai ales după grosimea stratului depus în altă parte în urma ploilor de praf. Astfel din 1863 s-a calculat că în cursul unei astfel de ploi s-a depus în arhipelagul Canarelor (7 495 km^2) o cantitate de 3,9 milioane m^3 de praf. Ulterior s-au făcut numeroase asemenea calcule în Europa şi America de Nord. Ele trebuie însă privite ca aproximative, deoarece grosimea depunerilor nu este uniformă şi depinde de locul de unde s-a luat proba, pentru a avea diferenţe însemnate în totalizare. Oricum ar fi însă aceste estimaţii, ele nu pot arăta decît că furtunile de praf ridică cantităţi considerabile de particule fine ale solului, dar, neputîndu-se stabili arealele de pe care au fost ridicate, nu se poate calcula pe baza lor grosimea stratului de materiale fine spulberate.

În ceea ce priveşte deflaţia lentă, pricinuită de vînturile de tărie obişnuită, calculele efectuate în 1942—1943 la o staţiune experimentală din Başkiria (U.R.S.S.) au arătat că în decursul unui an cantitatea de sol spulberată este variabilă după loc, chiar în condiţii asemănătoare de acoperire a solului în vegetaţie. Astfel, dacă pe suprafeţe orizontale deflaţia este aproape imperceptibilă (sub 1 mm grosime pe an), pe proeminenţe de relief de felul muchiilor de terase grosimea stratului de sol spulberat atinge 4,5 — 6,5 mm (104).

Dacă furtunile şi uraganele ridică, aşadar, dintr-o dată cantităţi mari din particulele solului, după care urmează îndelungate întreruperi pînă la stîrnirea unei noi furtuni, vînturile obişnuite care lucrează mai potolit, însă mai îndelung, depăşesc în genere cantitatea spulberată de acestea. Primele pun în mişcare chiar particule relativ mari de rocă (de exemplu o furtună care bate cu viteză de 17-28 m/s poate deplasa fire mari de nisip şi pietricele de 2-4 mm diametru), pe cînd vînturile moderate (7-11 m/s) au puterea să deplaseze doar firicele de nisip mai mărunte de 0,5 mm. Se naşte astfel şi o diferenţiere de calibrare a materialului pus în mişcare.

Prin înlăturarea materialelor mobile datorită deflaţiei, unele porţiuni de teren coboară în altitudine, căpătînd astfel forma de *depresiuni de deflaţie*. Ele se formează fie pe terenurile uşoare asupra cărora deflaţia lucrează mai cu înlesnire, cum sînt solonceacurile umflate şi în genere terenurile care la secetă îndelungată dau materiale mobile, fie pe terenuri stîncoase (de exemplu în roci eruptive) pe locurile de mai intensă alterare ca în Islanda.

Cu cîteva decenii în urmă, unii oameni de ştiinţă de la noi legau formarea *crovurilor* de deflaţie. Între aceştia chiar şi *G. Vâlsan* (107), care, în cercetările făcute asupra acestor mici forme negative în loess, a precizat că primordial ele se datoresc proceselor de tasare; el subliniază totuşi rolul însemnat al deflaţiei în accentuarea lor şi în modificările lor ulterioare (ca de exemplu alungirea crovurilor pe direcţia vînturilor dominante, formarea de vîlcele eoliene pe aliniamente de crovuri etc.).

Dacă în genere loessul, şi cu deosebire în situaţia unei bune acoperiri cu vegetaţie ierboasă de stepă, este mai puţin expus deflaţiei decît proceselor de tasare (care pot explica singure formarea crovurilor), în condiţiile particulare ale unei părţi din Cîmpia Română, cu soluri uşoare ori cu nisipuri (cum sînt fîşiile din lungul văilor Călmăţuiului, Ialomiţei, ori cele din sudul Olteniei), poate fi influenţat în proporţii însemnate de către deflaţie. Aşadar, în afara *crovurilor* şi *padinelor* care se datoresc tasării loessului, în Cîmpia Română se pot deosebi şi mici *depresiuni de deflaţie*, de obicei de forme alungite ca nişte văiugi.

Dintr-a doua jumătate a secolului al XIX-lea, cînd arăturile s-au extins în Bărăgan, deflaţia a început să acţioneze mai cu intensitate asupra ţărînii ogoarelor.

În părţile nordice ale Bărăganului se observă şi un alt fenomen legat de deflaţie: în perioadele secetelor de vară, cînd bat vînturile mai puternice, deasupra luncilor unor rîuri sau a micilor depresiuni cu lacuri sau mlaştini sărate se ridică adevăraţi nori de praf alb sărat. Sărurile se depun în luncile rîurilor ale căror ape le poartă în conţinutul lor, cum este Buzăul şi mai ales Rîmnicul (ultimul avînd 3 g/l sare). Revărsările şi evaporaţia fac să se acumuleze cantităţi însemnate de săruri, sporite şi prin ridicarea capilară din pînza freatică de asemenea sărată (56). Spulberate de vînturi şi răspîndite dintr-un loc în altul, ele contribuie la sărăturarea solurilor.

Prin procesul cunoscut sub denumirea de export de praf, deflaţia duce după un timp îndelungat la adîncirea depresiunilor de origine tectonică fără scurgere, pînă la nivele ce pot coborî sub nivelul general al mărilor. Acţiunea aceasta de excavare este semnalată în depresiunea Death Valley din sud-vestul S.U.A. (36), dar se produce şi la alte depresiuni din ţinuturile cu ariditate accentuată.

Coraziunea. Este acţiunea de eroziune pe care o exercită vîntul asupra rocilor cu ajutorul propriilor lor sfărîmături în mişcare. În felul acesta ea se leagă strîns pe de-o parte cu deflaţia, pe de altă parte cu transportul particulelor mici devenite mobile prin dezagregare.

Acţiunea aceasta de frecare a rocii prin particulele tîrîte[1] se produce cu mai mare înlesnire la baza stîncilor, în apropierea solului pînă la 1 m cel mult 2 m înălţime, dincolo de care încărcătura cu elemente mobile capabile să roadă roca scade. Particulele de rocă lucrează ca nişte dăltiţe care sculptează, cele mai mari

[1] După cum s-a arătat, transportul eolian se exercită în două feluri: prin *tîrîre*, care antrenează particulele mai mari, şi prin *plutire* în atmosferă, la care iau parte numai particulele cele mai fine. Primul dintre cele două moduri de transport este cel ce are rolul principal în coraziune.

şi colţurate rup noi particule pe care le antrenează de asemenea în mişcare, în vreme ce cele mai mărunte şlefuiesc asperităţile şi le nivelează. S-a afirmat pe drept cuvînt că în jurul stîncilor izolate vîntul încărcat cu nisip aleargă ca un şarpe, nelăsînd neşlefuită nici o faţetă.

Particulele sau orizonturile mai friabile ale rocilor sînt mai lesne atacate, în ele coraziunea adîncindu-se cu precădere. Cele mai dure devin astfel tot mai proeminente, pînă sînt smulse şi ele din loc. Rocile mai puţin omogene prin particulele lor componente ajung astfel în anumite faze ale activităţii coraziunii extrem de zgrunţuroase, cu proeminenţe accentuate şi găurele sau şănţuleţe printre ele. Dar acţiunea de şlefuire prin particulele fine caută să niveleze aceste asperităţi.

Atacul coraziunii se produce cu o repeziciune relativ mare. Se relatează de exemplu că stîlpii de telegraf din pustiurile Australiei, în scurtă vreme de la instalare, sînt retezaţi pur şi simplu de la bază datorită coraziunii, devenind necesare anumite armături speciale. De asemenea în Egipt, un suport în formă de coloană masivă zidită din cărămidă, a ajuns după cinci ani atît de ros la bază, încît a căpătat forma de ciupercă (36).

Se pot enumera multe exemple de acest fel. Repeziciunea cu care lucrează coraziunea se datoreşte însă în mare parte şi asocierii proceselor de dezagregare, care în această situaţie nu numai că conlucrează, dar pare să fie activate, biciuite chiar de coraziune.

Coraziunea acţionează atît asupra abrupturilor sau stîncilor ridicate pînă la verticală, cît şi asupra suprafeţelor orizontale, dînd la iveală forme variate, pe care le putem grupa în mai multe categorii.

Formele de ciupercă sînt cele mai caracteristice şi rezultă de pe urma atacului mai puternic al coraziunii la baza stîncilor. Prin manuale şi lucrări de specialitate se menţionează multe asemenea stînci fie în ţinuturi cu climat deşertic (cum sînt *ciupercile eoliene* din Egipt), fie pe culmi de munţi sau în locuri mai bătute de vînt, chiar în zona de climă temperată, ca de exemplu lîngă Schandau în Saxonia (fig. 40). Tipice în ţara noastră din această categorie sînt Babele din Bucegi (fig. 41).

La înfăptuirea acestor forme ciudate de felul Babelor, cercetările mai recente ale Valeriei Micalevich-Velcea asupra Bucegilor (94) arată că nu poate fi vorba exclusiv de procese eoliene. Într-o primă etapă roca a fost fragmentată prin eroziunea şuvoaielor, care au detaşat mase izolate de rocă. Numai ulterior vîntul a început acţiunea de şlefuire asupra acestor grupuri, pe care o continuă pînă astăzi, rotunjind muchiile şi subţiind baza stîncilor, unde coraziunea este mai activă datorită abundenţii sfărîmăturilor ce pot fi mişcate de vînt. Generalizînd puţin prin introducerea unei dinamici ceva mai complexe în prima fază (a participării mai multor agenţi — diferiţi după condiţiile climatice —, care dau ceea ce se numeşte *eroziune diferenţială*), am putea aplica această explicaţie la multe dintre proeminenţele considerate ca forme exclusiv eoliene.

Cu timpul, roaderea aceasta la baza stîncilor prin materialul sfărîmat ajunge de subţiază atît de mult piciorul ciupercii, încît partea lăţită de deasupra este despărţită de bază, menţinîndu-se cîtăva vreme doar prin propria-i greutate pe locul ei, dar la un vînt mai puternic se clatină şi se prăvăleşte. Este ceea ce

se cunoaște sub denumirea de *pietre oscilante* sau balansoare, care în acest stadiu au o existență efemeră (fig. 42).

Pe alocuri, datorită unor condiții particulare (de exemplu expunere la vînt doar dintr-o anumită direcție, partea inferioară a stîncii mai adăpostită etc.),

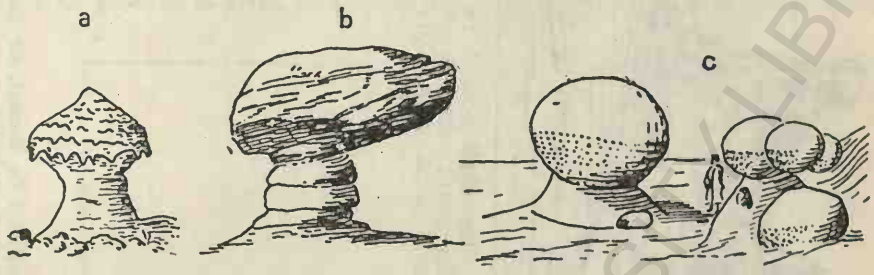


Fig. 40. — Diferite forme de ciuperci eoliene. *a*, Cea de la Wadi Tarfeh — Egipt ; *b*, cea de la Schandau în Elveția Saxonă ; *c*, sfere eoline din pustiul Ak-Tau-Otelo din peninsula Mangîșlak.

coraziunea poate da naștere la forme extrem de variate, unele dintre ele adevărate „jocuri ale naturii". Se citează *orașul eolian* din deșertul Țungariei (fig. 43), în care stîncile au căpătat forme asemănătoare unor clădiri ruinate, cu

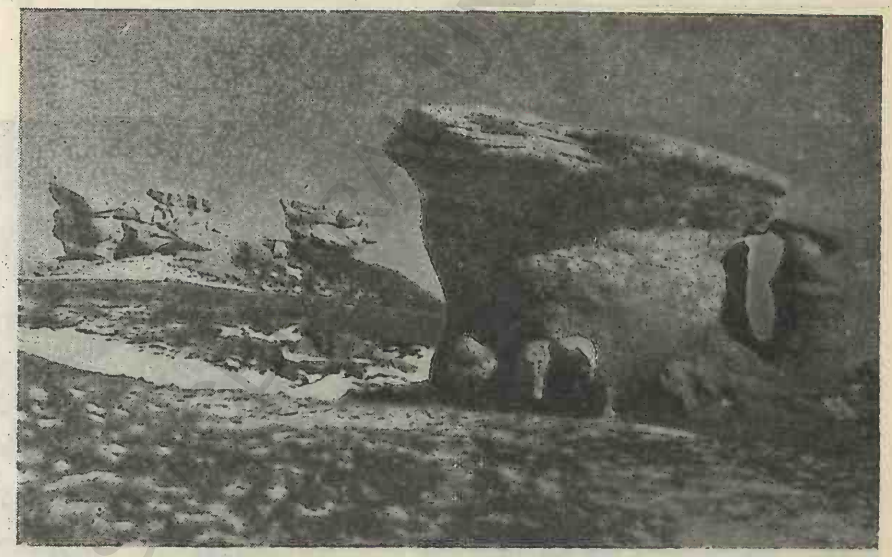


Fig. 41. — Babele de pe Bucegi.

turnuri intercalate printre ele. Se citează de asemenea *mesele eoliene* din pustiul Libiei (fig. 44) și sferele din peninsula Mangîșlak, rezultate de pe urma rezistenței mai mari la coraziune a unor strate sau a unor concreționări din rocă. Fără îndoială că la individualizarea acestor forme ciudate participă în anumite pro-

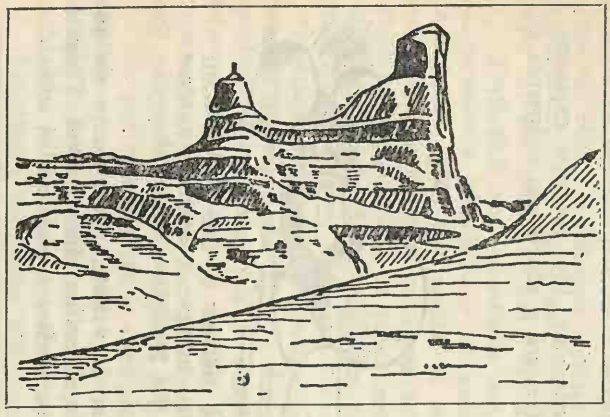


Fig. 43. — Eroziune diferențială eoliană în argile și gresii moi. Aspect din orașul eolian de pe malurile rîului Djam-Djungaria (după V. A. Obrucev).

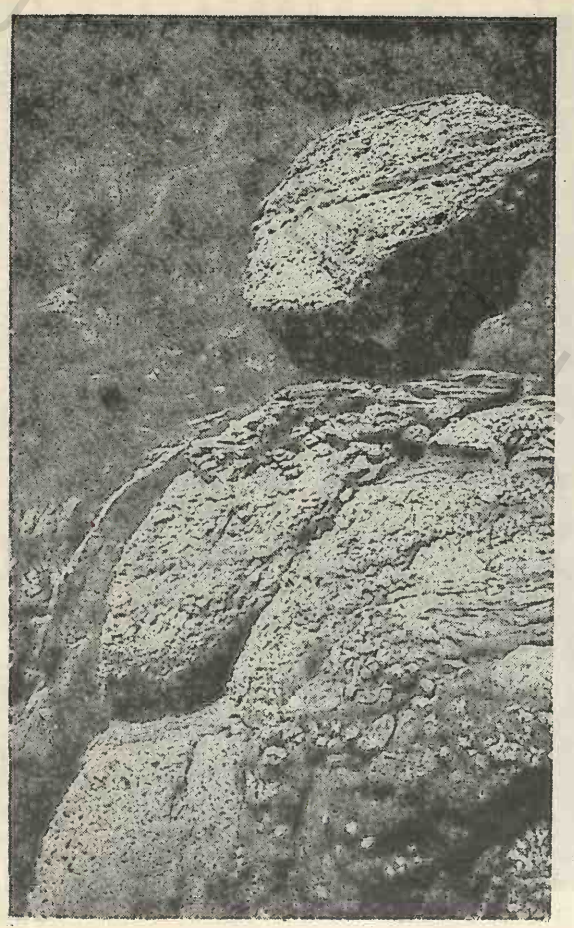


Fig. 42. — Piatră oscilantă în Bucegi, pe valea superioară a Ialomiței.

BCU UNIVERSITY LIBRARY

porţii şi acele acţiuni complexe cunoscute sub denumirea globală de eroziune diferenţială. Printre formele curioase dăltuite de vînt putem de asemenea cita stînca denumită de turişti Sfinxul din Bucegi.

Din aceeaşi categorie fac parte *stîlpii eolieni* (fig. 45), numiţi după un cuvînt arab *gour* în Algeria de sud, ei înşişi de forme foarte diferite şi deseori

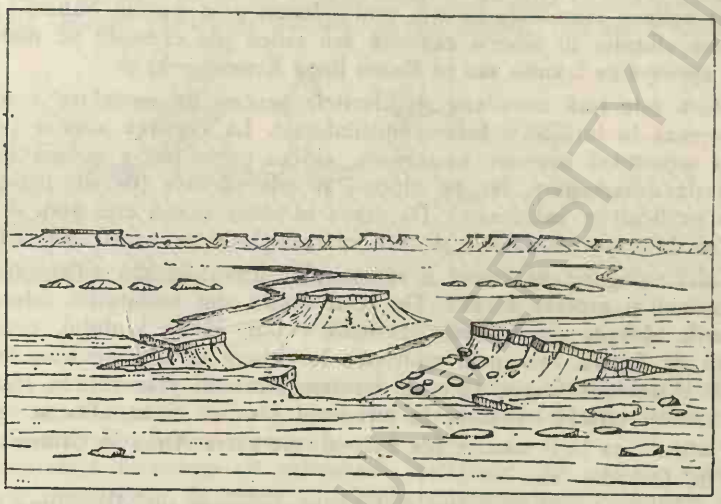


Fig. 44. — Forme tabulare din podişul cu praf de marne, deasupra cărora se întind martori de rocă mai dură, în deşertul Libiei. Marnele spulberate de vînt provoacă ruperea stratului de rocă dură, care se surpă pe povîrnişuri.

Fig. 45. — Stîlp eolian în apropiere de Kislovodsk în Caucaz.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

însoţiţi de legende făurite de fantezia populară. Aşa sînt stîlpii de şisturi tari cuarţoase din Uralul de nord (pe muntele Bolvan), cei din R.S.S.A. Iacuţia (Siberia septentrională) numiţi *kighiliahi,* ceea ce în limba localnicilor înseamnă oameni împietriţi etc. Şi în ţara noastră se pot vedea asemenea stîlpi mai ales în roci vulcanice tari din Munţii Igniş lîngă Baia Mare, în Masivul Căliman etc.

În afara acestor forme izolate, se întîlnesc uneori complexe de stîlpi eolieni, ori *ziduri eoliene* semnalate în mai multe locuri prin pustiul Sahara, prin părţi mai expuse vîntului în Siberia centrală sau estică (de exemplu pe malul fluviului Lena aproape de Irkutsk sau pe Enisei lîngă Krasnoiarsk) etc.

Natura este însă complexă şi diferitele procese de modelare a scoarţei terestre lucrează în înlănţuiri foarte multilaterale. La făurirea acestor forme complexe nu acţionează exclusiv coraziunea, ci iau parte într-o strînsă îmbinare şi procesele de dezagregare, iar pe alocuri şi cele carstice (de dizolvare a calcarelor sau particulelor calcaroase). De aceea în unele cazuri este greu de delimitat ceea ce se datoreşte coraziunii şi ceea ce rezultă de pe urma celorlalte procese.

O altă categorie de forme o reprezintă excavaţiile sau adînciturile eoliene de dimensiuni şi aspecte variate. De felul acesta sînt scobiturile celulare de pe povîrnişurile abrupte sau puternic înclinate expuse bătăii vîntului, cunoscute sub denumirea de *faguri,* care prin mulţimea lor ajung să dea povîrnişului aspectul de burete. Asemenea forme, care se datoresc eroziunii prin rotirea sfărîmiturilor de rocă în mici vîrtejuri produse în interiorul găurilor ce se adîncesc, se întîlnesc chiar la latitudinea ţării noastre (de exemplu pe valea Alma în Crimeea, pe valea Payene în Canada) etc.

De dimensiuni mai mari sînt scobiturile cunoscute sub denumirea de *taffoni,* generalizată după un termen folosit în Corsica[1]. Ele pot ajunge pe alocuri adevărate mici grote, cum sînt cele descrise de exploratorul T i l h o în Munţii Tibesti din interiorul Saharei. Adînciturile acestea se formează fără îndoială în strînsă legătură şi cu textura rocii, întîlnindu-se mai adesea în granite sau roci înrudite cu granitele, care se pretează la o dezagregare grăunţoasă ce înlesneşte coraziunea. Participă, aşadar, nu numai vîntul, ci şi alterarea (dezintegrarea). S-a observat chiar că, unde bat vînturi uscate (sau cu tendiţă de micşorare a umidităţii atmosferice) cum sînt alizeele, formaţia de *taffoni* se localizează exclusiv pe versanţii adăpostiţi de aceste vînturi, ca de exemplu la Aruba în Antilele olandeze (67).

Vîntul nu trebuie considerat, aşadar, ca determinant în generarea formelor de *taffoni.* O analiză de amănunt făcută recent asupra zonei cele mai caracteristice de *taffoni* din Corsica (102) arată că acestea rezultă din acţiunea ionizantă a apei din rocă în locuri adăpostite de o evaporare rapidă. Vîntul intervine prin activarea evaporării, iar apa trebuie să pătrundă încet prin fisurile fine ale rocii la adăpost de evaporare. Cum această situaţie se realizează mai bine la partea superioară, umbrită a excavaţiei, se explică tendinţa de continuă creştere a acestora de jos în sus. Dimpotrivă, partea de jos a unui *taffoni* (podeaua, să zicem) fiind mai însorită, deci cu evaporare rapidă, uscată, se stabilizează. Pe scurt, aşadar, este ceea ce se numeşte *o eroziune diferenţială,* pentru producerea căreia sînt necesare o puter-

[1] Termenul sinonim în Australia este *water-pockets.*

nică umiditate atmosferică, o temperatură medie anuală relativ ridicată pentru activarea hidrolizei (circa 16°C) şi vînturi umede[1].

Cele mai caracteristice şi mai mari *taffoni* se formează în granite (şi îndeosebi în granitele cu particule mari). Nu lipsesc însă nici în alte roci cu însuşiri apropiate, fără însă a da forme tipice. De exemplu în dioriteă sînt mai mărunte şi neregulate. În rocile şistoase, eroziunea eoliană pune în evidenţă şistozitatea, înlănţuind cu mai multă uşurinţă particulele din stratele mai friabile. Din cauze asemănătoare

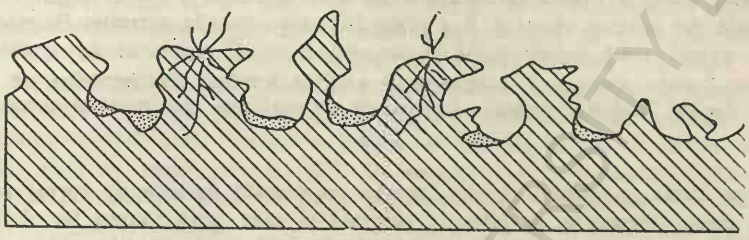


Fig. 46. — Secţiune printr-un yardang.

(diferenţe de duritate sau de fisuraţie a rocii) coraziunea poate duce la străpungerea unor pereţi mai subţiri de rocă, creînd *arcuri naturale* de felul celor semnalate în Munţii Obazzer din Sahara algeriană.

Pe suprafeţe apropiate de orizontală, coraziunea dă naştere unui microrelief foarte caracteristic de creste şi jgheaburi întortocheate, orientate în direcţia vîntului dominant, cunoscut sub denumirea de *yardang*. Aceste forme care se dezvoltă cu uşurinţă şi în pustiurile argiloase, cum sînt cele din Asia Centrală, unde au şi fost pentru prima oară observate şi descrise de Sven Hedin în 1903, pot ajunge pe alocuri la dimensiuni impresionante de 5-6 m înălţime şi cîţiva metri lăţime, deşi au o durată efemeră, distrugîndu-se şi refăcîndu-se mereu.

Roaderea şănţuleţelor şi păstrarea în relief a crestelor nu se datoresc unor diferenţe de duritate a argilei — care este îndeobşte destul de omogenă în această privinţă —, ci smocurilor rare de ierburi sau buruieni care protejează un timp cu sistemul lor radicular proeminenţele solului împotriva coraziunii (fig. 46).

Yardanguri de dimensiuni mai reduse se pot dezvolta şi în roci mai tari decît argilele. În deşertul Libiei ele se formează în gips şi poartă numele local de *djef-djef*. Fiind mai rezistente, crestele acestea care ajung pînă la 70 cm înălţime şi acoperă întinderi considerabile, constituie piedici grele pentru circulaţia cu animale sau cu vehicule.

Chiar şi pe un suport grezos, neted ca o placă, se formează în zonele deşertice şănţuleţe de coraziune pe liniile de plesnire a rocii din pricina variaţiilor termice, astfel că întreaga suprafaţă capătă cu timpul aspectul unui pavaj cu dale eoliene de forme neregulate şi mici martori de rocă mai dură numiţi *gour*, cum se observă în Sahara algeriană în apropierea uedului Saura.

---

[1] Se menţionează însă *taffoni* şi în Antarctida şi Australia vestică (J. Tricart), în alte condiţii climatice, unde răspunzătoare pentru aceste forme par să fie microgelivaţia şi cristalizarea sărurilor.

Un alt efect al coraziunii în ţinuturile deşertice cu vînturi regulate este şlefuirea pietrelor în formă unghiulară cu trei laturi, aşa-numitele *Dreikanter*[1]. Şlefuirea pietrelor fiind mult mai intensă aproape de suprafaţa solului din pricina abundenţei pulberilor, această formă de coraziune se produce cu o repeziciune uimitoare, cu toate că se exercită mai cu seamă asupra rocilor dure şi omogene de felul cuarţitelor sau a cremenii (rocile mai slabe, nerezistînd, se prefac în nisip).

Numai după o lună-două o sticlă de bere părăsită pe o pistă a pustiului, ajunge mată din pricina vîntului şi a nisipului care o iau în primire. Se citează de asemenea cazuri cînd numai după o singură furtună parbrizul automobilelor a ajuns opac datorită coraziunii (43). Aşa se explică feţuirea *Dreikantelor* pe care se văd de multe ori linii mai apăsate, încrustate de particule mai mari şi ascuţite care le-au ros.

De pe urma coraziunii rezultă, aşadar, o variată familie de forme care introduc în peisaj elemente de pitoresc original şi care, prin marea lor diversitate şi cizelură de amănunt, nu pot fi egalate decît de formele carstice de o cu totul altă obîrşie.

Dezvoltarea eroziunii eoliene şi efectele ei. Cu toate că deflaţia şi coraziunea sînt procese atît de clar diferenţiate, ele se îmbină adesea într-o acţiune unică, inseparabilă, numită obişnuit *eroziune eoliană*. Aceasta se produce cu precădere, dar nu exclusiv în regiunile deşertice, întîlnindu-se însă şi în ţinuturile temperate (mai frecvent pe culmile munţilor şi în zonele secetoase), precum şi în climatele calde cu un anotimp secetos (subecuatorial, musonic) expuse la vînturi puternice. În locurile unde lucrează exclusiv, ori acolo unde are o pondere mai mare decît ceilalţi agenţi modelatori ai scoarţei, dă naştere la forme tipice. Cu cît se îmbină mai mult cu acţiunea altor agenţi, ca de exemplu cu pluvio-denudaţia prin spălare ori şiroire, cu unele categorii de pornituri cum sînt rostogolirile, surpările etc., cu atît rezultă forme mai particulare, mai atipice.

Eroziunea eoliană poate fi înlesnită sau chiar activată prin intervenţia unor elemente climatice (cum este uscăciunea), prin factori litologici (lucrînd de exemplu mai intens asupra formaţiilor necoezive), prin înseşi formele pe care le prezintă relieful (atacînd mai cu înlesnire proeminenţele izolate) sau prin gradul de acoperire a solului cu vegetaţie. La toate acestea se mai adaugă deseori factorul social-economic, întrucît anumite folosinţe date terenului şi anumite practici agrotehnice necorespunzătoare pot expune solul la o activă eroziune eoliană. O analiză sumară a înrîuririi acestor factori este astfel necesară.

Între factorii climatici, o influenţă hotărîtoare în dezvoltarea eroziunii eoliene o exercită lipsa ploilor, care duce la uscarea solului sau a rocilor de la suprafaţă spre adînc. Uscăciunea cea mai accentuată şi de mai lungă durată se întîlneşte în pustiuri ; ea se realizează însă şi în ţinuturile cu ploi — chiar cu ploi abundente —, dar inegal repartizate în cursul anului, cu perioade de secete îndelungate. Uscarea solului sau a rocilor neacoperite putînd ajunge la în-

[1] Întrucît pot fi pietre şlefuite pe mai multe feţe, este preferabilă denumirea de *Windkanter*.

lăturarea completă a umidității meteorice și chiar la pierderea unei părți din apa higroscopică, particulele slab coerente se desprind, se transformă în pulberi și sînt înlăturate chiar la adieri ușoare de vînt, astfel că zările în acele locuri stau împînzite permanent cu ușoare văluri de praf. Paralel înaintează și dezagregarea prin insolație, astfel că, în perioadele de secetă mai îndelungate, ogoarele și în genere terenurile deschise chiar acoperite cu pășune pierd mari cantități din materialul fin cu bogat conținut în substanțe nutritive.

În timpul marii secete din 1946 care a cuprins o bună parte din teritoriul țării noastre, uscăciunea a pătruns în pămînt la adîncimi ce au variat de la 50-60 cm la Odobești la 1,5 m la Cazaci în regiunea Pitești, aceasta provocînd crăparea solului de la 30 cm pînă la 2 m adîncime. Lărgimea crăpăturilor a ajuns în unele părți din sudul și estul țării la 10-15 cm, primejduind viața animalelor trimise la pășunat. Nivelul apei freatice a scăzut cu 3-5 m, astfel că multe izvoare și rîuri mai mici au secat complet (18). În aceste condiții de accentuată uscăciune, spulberarea particulelor fine din sol a căpătat o mare amploare.

În ceea ce privește factorul litologic, o deosebită însemnătate pentru dezvoltarea eroziunii eoliene prezintă starea de coeziune a rocii sau solului. Lipsa de coeziune dă posibilitatea punerii în mișcare a particulelor mobile. Nisipurile în stare uscată sînt răscolite și purtate de vînturi ; de asemenea solurile nisipoase. Cu cît acestea conțin un procent mai mare de argilă și humus, cu atît sînt mai stabile.

Cercetările arată că nisipurile cu un conținut de argilă și humus mai mic de 4% și lipsite de înveliș vegetal pot fi spulberate cu ușurință de vînturi, fiind considerate *nisipuri mobile*. Cînd nisipurile conțin 4-10% humus și argilă, sînt în mod obișnuit stabile și numai în mod excepțional, la uscăciune accentuată și la vînturi foarte puternice, pot fi puse în mișcare. Ele s-au numit *nisipuri afînate*. La un conținut de 12-20% humus și argile, solurile nisipoase sînt stabile chiar la vînturi mari. Chiar lipsite de humus și argilă, nisipurile devin stabile cînd se află în stare umedă (24).

Datorită diferențelor de coeziune dintr-o succesiune de roci sau din interiorul rocilor cu structură șistoasă rezultă — în ținuturile cu climat arid — contraste deosebit de accentuate în cizelura povîrnișurilor de pe urma eroziunii eoliene. Structura, adică modul de așezare a stratelor, se face vizibilă cu o extremă claritate. Contactul dintre stratele de duritate diferită, planurile de șistozitate, diaclazele etc. sînt scoase puternic în evidență ca niște planșe didactice, datorită deflației și grabei cu care acționează dezagregarea activată de vînt. Pînă și fosilele sînt scoase la iveală din rocile fărîmicioase, datorită deflației, cu o minuțiozitate uimitoare, astfel că stau împrăștiate la suprafața pustiului.

Pantele sînt îndeobște exagerate, întrucît lipsesc procesele care în climatele umede le atenuează, dînd naștere la cuvertura de aluvii, coluvii, proluvii. Munții apar astfel „descărnați", cu osatura vizibilă de departe și cu pante — pentru ochiul vizitatorului venit din alte climate — ireal de accentuate. Piscurile îndrăznețe, uneori rotunjite totuși la vîrf în formă de căpățînă de zahăr (numite chiar *pain de sucre)*, sînt caracteristice. Tipice sînt cele din apropierea cataractelor Nilului de la Assuan, ori cele din jurul golfului Rio de Janeiro.

Un explorator al deşertului Libiei scrie în această privinţă : „De-a lungul şesului cu praf de marnă am dat de rămăşiţele unei păduri fosilizate, ale cărei aşchii de lemn pietrificat cu inelele anuale, găuri săpate de insecte şi picături de răşină silicifiată mai sînt şi astăzi podoaba biroului meu de lucru. Mai ales pe suprafeţele de pietriş de pe platouri, am întîlnit deseori scoici pietrificate şi bancuri întregi de stridii cu exemplare minunate din toate speciile. La Bu Haşişa am descoperit în mijlocul nisipului, coji pietrificate de ouă de struţ" (61).

Chiar prin formele pe care le ia, relieful poate înteţi sau frîna activitatea eroziunii eoliene. În genere aceasta atacă cu mai multă intensitate stîncile izolate, crestele sau piscurile ce domină înălţimile, precum şi marginile proeminente ale interfluviilor. În zonele cu relief complex (exemplu ţinuturile deluroase), datorită succesiunii obstacolelor întîlnite şi devierii vîntului, în părţile inferioare ale reliefului fiind în genere mai ferite de calea atacului direct al eroziunii eoliene, rezultă diferenţieri însemnate ale acestuia pe verticală.

După observaţiile făcute la o staţiune experimentală din Başkiria, S. S. Sobolev constată că în raport cu relieful eroziunea eoliană se intensifică de jos în sus, cel mai puţin fiind afectate văile rîurilor şi depresiunile şi cel mai mult părţile superioare ale povîrnişurilor şi interfluviilor. După formă, povîrnişurile în profil convex, ca şi proeminenţele versanţilor (de exemplu muchiile de terase), sînt cel mai intens atacate, pe cînd cele cu profil concav sînt în genere cruţate de eroziunea eoliană. De asemenea, intensitatea eroziunii eoliene se accentuează la pante mai mari.

În genere puţin vizibilă în desfăşurarea ei, eroziunea eoliană se face simţită prin efectele ei păgubitoare asupra vegetaţiei şi mai ales asupra solului. Prin dezgolirea rădăcinilor datorită spulberării solurilor mobile sau afînate, plantele se usucă şi se răresc în regiunile bîntuite de vînt. Întreruperea învelişului vegetal are ca urmare expunerea terenurilor la degradare şi prin alţi agenţi denudatori (prin spălare, prin şuvoaie etc.), dar uscarea plantelor se poate produce şi prin lovirea frunzelor şi tulpinilor de către nisipurile spulberate prin deflaţie. Este aşa-numita *uscare cenuşie*, răspîndită în ţinuturile cu soluri nisipoase aflate în bătaia vînturilor. Unele plante de cultură (ca de exemplu mazărea) sînt foarte sensibile la această acţiune mecanică şi recoltele de pe ogoare întregi pot fi astfel compromise.

Mult mai păgubitoare este însă acţiunea de eroziune a solului prin spulberarea particulelor fine de la suprafaţă. Se pierd astfel enorme cantităţi de substanţe nutritive. Cercetările au arătat că, în jumătate de secol, în Cîmpia Canadiană spulberarea a înlăturat solul pe o grosime de 25 cm, cu o pierdere medie la fiecare hectar de 454 kg de substanţe azotoase, 101 kg de fosfor şi 3 500 kg de substanţe potasice (24). Prin proporţiile ei, eroziunea eoliană poate produce, aşadar, pagube tot atît de însemnate ca şi eroziunea apelor. În ţara noastră ea este cu deosebire activă în părţile de sud-est şi est, cu secete mai frecvente ; aşadar, tocmai în zona cu solurile cele mai fertile din grupa cernoziomurilor. Studierea fenomenului — îndeosebi a deflaţiei — şi a măsurilor de apărare împotriva acestei insiduoase distrugeri a solului în cîmpia dominată de planuri orizontale trebuie privită cu toată seriozitatea.

2. ACUMULĂRILE EOLIENE

Materialele purtate de vînt prin tîrîre sau în suspensie la o mică înălţime deasupra solului ajung la o limită unde se opresc şi se depun. Această limită este determinată fie de ivirea unui obstacol, fie de potolirea vîntului. Modul de formare a acumulărilor eoliene se face în conformitate cu legile aerodinamicii, diferite de cele hidrodinamice pe care se bazează depunerile aluvionare, care. prin răspîndirea lor mai mare, sînt în genere mai bine cunoscute. Fixarea principalelor caracteristici ale acestor legi devine astfel necesară pentru explicarea formelor ce rezultă, a răspîndirii lor teritoriale, a stratificării pe care o au şi a instabilităţii unora dintre aceste forme.

Formarea depozitelor eoliene. Modul de mişcare şi depunere a materialului purtat de vînt este determinat de forţe contrarii : impulsionarea acestuia în raport direct cu tăria vîntului şi frînarea acestei mişcări datorită rezistenţei aerului, proporţională cu pătratul dimensiunilor liniare ale particulelor purtate. Cu cît particulele sînt mai fine, cu atît ele au tendinţa de a pluti mai îndelung în aer; este cazul pulberilor ce alcătuiesc fumul (cu dimensiuni de 1/100μ), ori a firicelelor fine de praf (egale cu 1-10μ). Aceste materiale pulverulente sînt transportate *în suspensie* prin atmosferă şi constituie sursa ploilor de praf. Particulele mai mari de 2/10 mm, care intră în categoria nisipurilor, tind să cadă destul de repede la pămînt, fiind apoi purtate prin *tîrîre*. Se înţelege că limita dintre cele două feluri de transporturi variază în raport cu tăria vîntului, furtunile putînd purta în suspensie (sau mai degrabă putînd proiecta în aer) şi particule din cea de-a treia categorie.

La transportul prin tîrîre se observă două feluri de mişcări : firele de nisip mai mărunte, ciocnindu-se în mişcarea lor de grăunţii mari de nisip, imprimă acestora o mişcare de împingere (reptaţie), în vreme ce ele sar pe traiectorii

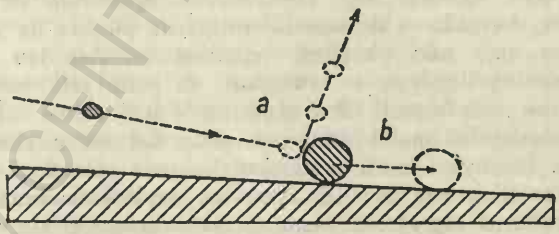


Fig. 47. — Mişcarea firelor de praf şi de nisip în bătaia vîntului prin salturi (particulele fine) (*a*) şi prin reptaţie (*b*) sau prin împingere la şoc a particulelor mari (după Derruau).

parabolice (fig. 47). Rezultatul este că se mişcă în acest fel nu numai particulele mici care pot fi proiectate direct de vînt prin *salturi*, dar şi cele mai mari impulsionate indirect prin ciocnire, adică prin *reptaţie*. Se explică astfel deosebirile ce apar în aspectul de amănunt al nisipurilor eoliene faţă de cele acvatice.

Privite la lupă, cele dintîi prezintă zgîrieturi şi fisuraţii ce dau feţelor grăuntelui de nisip aspectul mat (în locul celor lucii primordiale) şi muchii tocite.

Dinamica aceasta proprie a particulelor purtate de vînt se reflectă şi în formele exterioare pe care le capătă acumulările eoliene. Mai întîi, selecţia după mărime în ce priveşte modul de transport face ca pe alocuri denudaţia, măturînd nisipurile ce pot fi mişcate de vînt, să lase pe loc doar pietricelele mai mari,

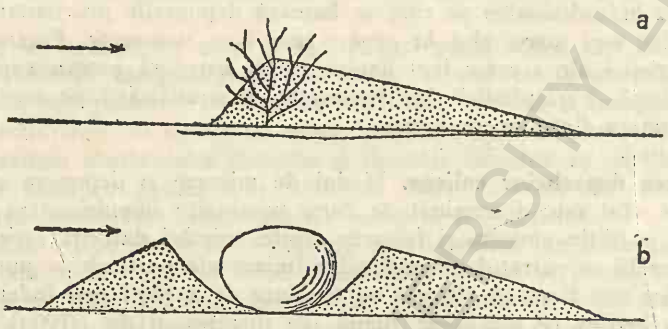


Fig. 48. — Ipoteza „obstacolului" în formarea dunelor, cu cele două variante: *a*, obstacolul penetrabil (exemplu un tufiş); *b*, obstacolul compact (exemplu un pietroi).

dînd la iveală acele cîmpuri de pietre numite *reg*. Dar chiar materialul antrenat de vînt diferenţiindu-se după calibrare între mişcarea prin salturi şi cea prin reptaţie, se ajunge la formarea unor mici riduri sau vălurele, marcate prin alinierea în lungul lor a particulelor de dimensiuni mai mari ce se grămădesc unele în altele. Ridurile, despărţite prin mici adînciturі de-o lăţime aproape constantă la aceeaşi tărie a vîntului, nu rămîn pe loc, dar în măsura înaintării lor ele cresc în înălţime.

Pentru explicarea formării dunelor s-a invocat de unii oameni de ştiinţă necesitatea ivirii unui *obstacol* (fig. 48): mici neregularităţi de pămînt, pietre izolate, tufişuri etc. Lovindu-se de acestea, nisipurile purtate de vînt îşi schimbă mişcarea în forma unor mici vîrtejuri, depunîndu-se. Aşa iau naştere dunele. Faptul că obstacolul prilejuieşte o acumulare de nisip este incontestabil şi se verifică şi prin troienirile zăpezii. Dar observaţiile mai atente făcute în legătură cu depunerea materialului mobil arată că obstacolul nu e absolut necesar la formarea dunelor. Dinamica însăşi a particulelor prin cele două feluri de tîrîre (prin salturi şi reptaţie), sub impulsia vîntului, explică tendinţa permanentă a acestuia de a transforma suprafeţele plane formate din materiale mobile în suprafeţe ondulate. Însăşi faţa apelor capătă sub acţiunea vîntului forma ondulată a valurilor. Deosebirea constă doar în aceea că lichidele — datorită însuşirii lor proprii — fluiditatea — capătă o mişcare ondulatorie de săltare pe loc, în vreme ce particulele solide sînt antrenate în mişcarea de translaţie despre care am relatat (39).

Chiar pe şoseaua asfaltată, netedă şi tare ca suport, după un vînt puternic se observă mici vălurele de praf. Procesul acesta elementar este peste tot valabil şi stă la baza formării acumulărilor eoliene. Sven Hedin a verificat în pustiurile

Asiei Centrale această ipoteză după care obstacolul nu este necesar. Numai schimbarea tăriei vîntului face ca particulele mai mari să rămînă pe loc, deoarece vîntul mai slab nu le mai poate mişca. Şi apoi, vîntul nu bate liniar pe o direcţie unică, ci cu unele învăluiri, suficiente pentru a grămădi materialul mobil şi a da naştere la movile mărunte. Pe seama acestora se dezvoltă dunele.

Fig. 49. — Valuri secundare pe povîrnişul lin al dunelor în apropiere de oaza Bou Saada (Algeria).

Dacă micul obstacol în jurul căruia se acumulează nisipul nu este indispensabil la formarea dunelor, obstacolul mare de ordin orografic (de exemplu povîrnişul unui munte) poate pricinui interferenţe de unde aeriene care explică naşterea unor anumite forme de acumulare, cum sînt *piramidele de nisip,* sau delimitarea netă a ariei de deflaţie de aria de acumulare.

Dunele sînt ridicături de nisip de mărimi variabile aşezate în mod obişnuit perpendicular pe direcţia vîntului dominant. Ele prezintă un profil disimetric, povîrnişul expus vîntului urcînd în pantă lină (în medie de 5—12°), povîrnişul opus are o înclinare mult mai accentuată, care se apropie de limita pantei maxime pe care o poate lua nisipul mobil (28—35°). Coama dunei se termină de obicei în muchie şi se află în continuă transformare, în această parte producîndu-se înaintarea dunei. Povîrnişul lin al dunei nu rămîne neted, ci este el însuşi acoperit cu mici vălurele de nisip, care arată dinamica continuă la suprafaţă a acestui material mobil (fig. 49).

În înălţime, dunele variază de la cîţiva metri, cum sînt cele de pe grindul Caraorman în Delta Dunării sau în Oltenia de sud, pînă la cîteva zeci de metri pe ţărmul Mării Baltice, unde, în zona Kaliningrad şi Klaipeda, dunele ajung

pînă la 70 m înălţime. În landele de pe ţărmul golfului Gasconiei, dunele de la Pilate lîngă Arcachon ajung 100 m înălţime relativă. În Marele Erg saharian dunele ating şi chiar trec de 300 m înălţime, creînd astfel un relief major cu aspecte caracteristice pe întinse teritorii.

Cercetările făcute în legătură cu morfologia dunelor arată că, în monotonia lor aparentă, acestea prezintă o topografie relativ variată. Ca linii comune ele se caracterizează însă prin povîrnişuri inegal înclinate (cea lină din direcţia de unde bate vîntul, cea abruptă în partea opusă) şi prin coamele care fumegă acolo unde nisipul este încă mobil. Coamele, denumite *sif* ceea ce în dialectele arabe înseamnă lamă de sabie, au forma unor muchii în profil tranşant între povîrnişul lin şi cel abrupt [1]. Opuse lor sînt culoarele dintre dune cărora în Sahara li se spune *gassi* atunci cînd sînt adîncite pînă la substratul pe care se reazimă duna sau *feidj* atunci cînd nu ajung la substrat, fiind acoperite cu nisipuri. Fiind mai umbrite, deci şi ceva mai umede (uneori cu pînză freatică la mică adîncime), acestea sînt uneori tapisate cu ierburi rare sau cu tufe de vegetaţie spinoasă. În lungul acestor culoare, trec de obicei drumurile de caravane ale deşertului.

Umiditatea culoarelor dintre dunele pustiului se datoreşte unui fenomen binecunoscut în ultima vreme, şi anume: în timpul nopţii şi în zori, nisipurile fiind mai reci, condensează vaporii conţinuţi în aerul mai cald ce pătrunde în porozitatea lor. Condensarea repetată şi infiltrarea extrem de uşoară a micilor picături de apă prin nisip explică acumularea freatică de la baza dunelor. La aceasta mai contribuie şi altă proprietate a depozitelor de nisipuri, aceea de a lăsa să se evapore doar o mică parte din apa de condensare datorită stratului uscat de deasupra, care protejează umezeala din adînc[2].

Locuitorii unor oaze folosesc direct această apă freatică săpînd fîntîni. În jurul oazelor din sudul Algeriei, locuitorii extind pînă departe plantaţiile de curmali pe baza acestor mărunte acumulări freatice. Ei sapă gropi adinci de 2-3 m, unde plantează puieţii de palmier. În măsura în care nisipul astupă gropile, curmalii se înalţă viguroşi, putînd rezista bine uscăciunii deşertului, întrucît au rădăcinile în pămînt umed (fig. 50).

O trăsătură proprie multor dune — nu numai a celor din ţinuturile aride, dar şi a celor din ţinuturi cu ploi normale, care dintr-o pricină oarecare sînt lipsite de înveliş vegetal — este că se mişcă, nisipurile deplasîndu-se în direcţia în care bat vînturile dominante. Faptul acesta constituie mai peste tot o adevărată ameninţare pentru ţinuturile învecinate, fie că acestea cuprind terenuri cultivate, aşezări omeneşti sau chiar ţinuturi mlăştinoase. Nici unul dintre aceste elemente nu poate stăvili înaintarea dunelor. Migraţia acestora se produce astfel: pe povîrnişul lin al dunei, vîntul împinge mereu nisipul pînă ajunge la creastă; acolo firicelele se rostogolesc nu numai datorită propulsiei vîntului, ci şi datorită gravitaţiei pe povîrnişul abrupt, pe care-l împing în felul acesta mereu înainte.

---

[1] Prin extensiune, termenul se aplică şi pentru a indica duna întreagă cînd aceasta are o anumită formă alungită în sinusoidă.

[2] Procesul este caracteristic dunelor stabile. La cele ale căror coame se află în continuă mişcare sub influenţa vîntului, dimpotrivă, evaporaţia este deosebit de accentuată pînă la mare adîncime.

În unghiul dintre linia curentului vîntului și linia povîrnișului abrupt al dunei se formează un vîrtej, ce imprimă și o mișcare ascensională nisipului (fig. 51), ceea ce contribuie la crearea unei stratificații specifice, cu care se poate

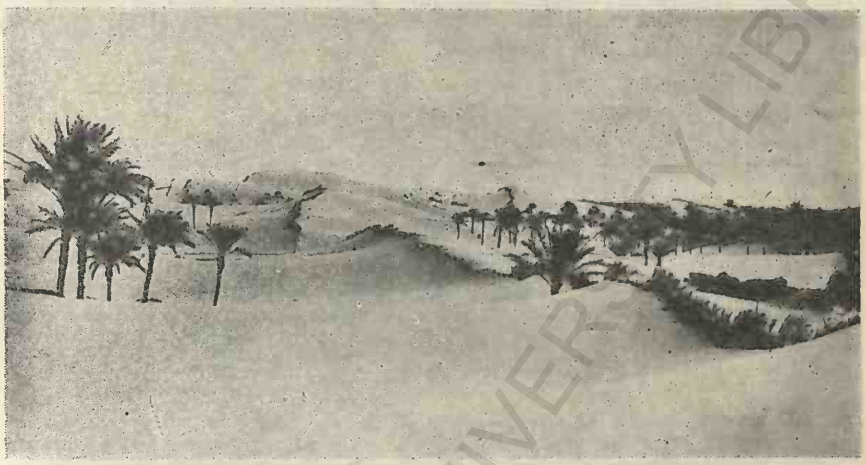


Fig. 50. — Curmali plantați în culoarele (*feidj*) dintre dune (sudul Algeriei).

Fig. 51. — Curenții de aer și vîrtejurile inverse ce iau naștere pe povîrnișul abrupt al dunei contribuind la înaintarea acesteia și la stratificația specifică a nisipurilor.

recunoaște originea ei eoliană chiar și după ce formațiunea de dune a putut fi fosilizată prin depuneri de altă natură.

În înaintarea dunelor, nisipul se bătătorește în mici strate rînduite în unghi unele față de altele. Se poate afirma astfel că migrarea dunelor este rezultatul unui dublu proces : de deflație pe povîrnișul lin, de depunere pe cel abrupt.

Ca viteză de migrare, s-a constatat că în genere dunele răzlețe au o mișcare mult mai rapidă. Unele se strămută cu 2—3 m numai după o singură furtună. Dunele mai mari înaintează în medie cu 2—20 m pe an. Înaintarea dunelor de pe țărmul atlantic al Franței, studiată încă de G. Cuvier, a dus la acoperirea mai multor sate, ogoare, drumuri. Numai prin plantarea cu pini s-a putut opri mișcarea acestora, regiunea fiind astăzi populată.

În înaintarea lor dunele pot crește în înălțime cînd aportul de nisip este din ce în ce mai mare (deplasare crescîndă) ; pot rămîne la același nivel (depla-

sare normală) sau pot descreşte cînd sursa de nisip scade (deplasare descrescîndă). În primul caz, devine treptat mai largă (fig. 52).

În alimentarea cu nisip pot interveni perioade de încetinire temporară, nisipul fiind imobilizat complet în timpul ploilor şi în timpul înghețului (la latitudini ori altitudini mari) sau parţial sub cuvertura de zăpadă (la ger viscolul transportă şi nisipurile o dată cu zăpada).

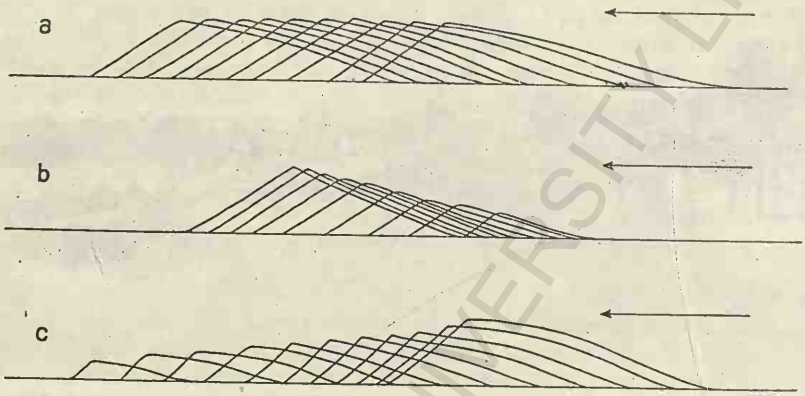


Fig. 52. — Tipuri de înaintare a dunelor cu creşterea sau descreşterea în înălţime (a, b, c) după Sven Hedin.

Nu trebuie să se lege originea acumulărilor de nisipuri exclusiv de procesele de fărîmiţare a rocilor prin dezagregare-alterare. Însăşi răspîndirea lor teritorială indică o geneză felurită. Cele mai multe şi mai mari depozite de nisipuri s-au dezvoltat pe vechi cîmpii aluviale, fiind aşadar de origine *fluvială*. Analiza compoziţiei mineralogice pe de o parte, forma particulelor de nisip pe de altă parte au dovedit că aproape în întregime nisipurile pustiului Kara-Kum din Asia Centrală Sovietică reprezintă depuneri ale fluviului Amu-Daria aduse din Pamir şi din Munţii Tianşan (78). De asemenea s-a dovedit că nisipurile din pustiul Kizîl-Kum au aceeaşi origine, fiind aluviuni depuse de Sîr-Daria ; nisipurile pustiului Takla-Makan au fost transportate de afluenţii fluviului Tarim din Munţii Tianşan, precum şi de numeroasele rîuri ce coboară din Munţii Altîn-Tag, iar cele din pustiul Thar au fost aduse şi depuse de Indus etc.

O altă mare grupă de depozite nisipoase s-a format *la marginea calotei glaciare* cuaternare care acoperea întreg nordul Europei şi al Canadei. Ele au dat naştere chiar unor peisaje specifice, care, cu mici întreruperi, se întind cu variante locale pe o fîşie de lărgime variabilă în vecinătatea litoralului Mării Nordului şi Mării Baltice, din Belgia pînă la Leningrad. Cunoscute sînt în această zonă cîmpia nisipoasă Geest din NV R. F. Germane, landele nisipoase ce se întind în vestul Danemarcii, pe circa 300 km ; fixate abia după 1866 (83), sandrele nisipoase din nordul Mazuriei (80), dunele înalte dintre Kaliningrad şi Klaipeda, nisipurile de pe ţărmurile Lituaniei şi Letoniei, pînă la cele din regiunea Sestroretsk din apropiere de Leningrad. În America de Nord mai cunoscute sînt cele din zona de sud şi est a lacului Michigan.

În ţinuturile calde cu ariditate accentuată, sursa principală a formării nisipurilor o reprezintă *dezagregarea*. Din munţii înecaţi în propriile lor sfărîmături, torenţii efemeri din timpul scurtelor ploi, precum şi vînturile, transportă şi triază sfărîmăturile de rocă pînă selecţionează nisipurile. Acestea formează depozite în genere de mică grosime şi de întinderi limitate. Din această categorie fac parte nisipurile pustiului Kalahari, cele din pustiul Alaşan din Asia Centrală şi

Fig. 53. — Acumulare eoliană de tip *goze* la sud de Biskra-Algeria. Dimensiunile acestei movilițe se văd în raport cu grupul de copii aşezaţi pe ea.

unele dintre depozitele de nisipuri ale Saharei (altele au origine fluvială sau fluvio-lacustră).

Depunerile nisipoase *maritime*, care formează plaje şi pe alocuri cîmpii nisipoase largi (cum sînt cele menţionate pe litoralul golfului Gasconiei), se datoresc nu exclusiv mării, ci în mare parte aportului fluviilor ce debuşează în mări. Sînt aşadar mixte, fluvio-maritime.

Se înţelege că, la această diversitate de origine, corespund condiţii variate de repartiţie teritorială şi, ca urmare, condiţii felurite de mobilitate sau de imobilizare a nisipurilor prin umezeală, vegetaţie, îngheţ etc., de unde şi modul diferit în care evoluează formele cele mai caracteristice ale acumulărilor de nisip — dunele.

Tipuri de dune. Nu toate acumulările de nisipuri dau naştere la dune. În ţinuturile cu ploi, nisipurile fiind mai coerente din pricina umezelii nu sînt purtate de vînturi, putînd constitui cîmpii netede, pe întinsul cărora modelarea reliefului rămîne doar pe seama apelor curgătoare. Pe depunerile nisipoase de grosime redusă, chiar în ţinuturile aride, apar doar forme eoliene mărunte, ca nişte movile cu contururi neregulate numite *goze* (fig. 53), după un termen din împrejurimile oraşului Kordofan din Sudan. Cele mai tipice forme de acumulare şi eroziune eoliană sînt fără îndoială *dunele*. Pentru ca acestea să se poată dezvolta, este necesară o alimentare abundentă cu nisipuri. Cu cît, în deplasarea lor sub impulsia vîntului, dunele se depărtează de locurile de alimentare cu nisipuri, cu atît ele devin mai mici, se fixează mai lesne prin vegetaţie şi-şi pierd caracterele specifice eoliene. În felul acesta, marile domenii de dezvoltare a dunelor sînt ţinuturile cu ariditate accentuată, unde nisipurile sînt necoerente din pricina uscă-

ciunii şi deci lesne purtate de vînt. *Ergul* saharian, şi corespondentul său *kum* din pustiurile asiatice, reprezintă astfel cele mai mari complexe morfologice de dune. În cuprinsul lor întreaga topografie, cu multiplele ei forme, este de origine eoliană. În aceste mari *cîmpuri de dune,* aspectul caracteristic este cel de mări de nisipuri *(sand seas).*

În marea varietate a formelor pe care le iau dunele izolate şi cele din complexele de dune, nu se poate căpăta o explicaţie genetică decît împărţindu-le pe tipuri. În această privinţă se pot deosebi dintru început două grupe principale de dune, şi anume : transversale şi longitudinale.

Dunele transversale, care sînt de mai multe feluri, se dezvoltă prin mecanismul arătat, al împingerii firicelelor de nisip antrenate de bătaia vîntului. De aceea ele nu se depărtează de sursa de nisipuri decît cu riscul de a se micşora sau chiar a dispărea. Pe ţărmurile marine, nisipurile mînate astfel de briză dinspre larg înaintează treptat spre uscat, formînd un cordon în apropiere de limita unde pot ajunge apele mari ale fluxului sau — acolo unde mareele lipsesc — ale valurilor de translaţie. (La deplasarea acestor nisipuri contribuie astfel şi mişcarea apelor marine de la ţărm.) Acolo ia naştere un prim val de nisip numit *duna de ţărm* sau *avanduna (Vordüne* sau *dune bordière).* De la această limită înainte, începe dezvoltarea şirurilor de dune aproximativ paralele. Acestea iau naştere prin migrarea avandunei spre uscat. Cînd ea s-a depărtat suficient de mult, ia naştere la ţărm un nou val de nisip, care la rîndul lui se dezvoltă în înălţime şi înaintează spre uscat formînd al doilea şir de dune, paralel cu primul, în timp ce se individualizează o nouă avandună ş.a.m.d.

Toate acestea au profilul disimetric, cu povîrnişul lin în bătaia vîntului şi cu cel abrupt în direcţia opusă. Şirurile acestor dune sînt despărţite prin şanţuri numite *lettes* în Gasconia. Numărul de şiruri şi înălţimea lor depind în mare parte de mărimea depozitului de nisip.

Dunele din această categorie au o mobilitate deosebită, care poate atinge cîteva zeci de metri pe an. Dat fiind însă faptul că ele se formează cu deosebire în climatele temperate umede, anumite părţi ale lor încep a se fixa prin vegetaţie, în vreme ce altele, unde nisipul se menţine încă mobil, continuă să înainteze, astfel că linia crestelor nu se mai păstrează rectilinie, ci ajunge sinuoasă.

În ţinuturile aride mobilitatea nisipurilor este maximă, lipsind umiditatea care dă o uşoară cimentare a particulelor. Din această cauză ridicările topografice sînt îngreuiate şi în scurtă vreme ele nu mai corespund cu terenul. Totul este instabil şi aflat la discreţia vînturilor. Forma cea mai simplă care ia naştere în aceleaşi locuri este a unor mari muşuroaie de nisip, denumite *nebka* în Sahara, *lunette* în partea de SE a Australiei. Ele iau naştere prin adunarea nisipului în jurul unor tufe şi se măresc treptat, formînd un fel de dune de formă ovală numite *dune scut (shield-shaped).* Cu timpul aceste dune se alungesc lateral şi capătă formă de secere, cu capetele alungite în prelungirea vîntului, devenind ceea ce s-a numit *barcane,* după un termen turcmen folosit în Asia Centrală şi extins prin introducerea lui în ştiinţă de către Sven Hedin (fig. 54).

Barcanele au comun cu dunele litorale disimetria şi mişcarea (unele barcane izolate înaintează peste 100 m într-un singur an). Ca unităţi izolate se întîlnesc în locurile netede cu slabă alimentare în nisip, cum sînt cîmpiile cu galeţi, tacîrele etc. În regiunile unde există nisipuri abundente, se formează grupuri sau chiar şiruri de barcane lungi, uneori de mai mulţi kilometri ; ba chiar

complexe de barcane cu o întreagă succesiune de şiruri paralele. Cele mai ample complexe se întîlnesc în deşertul Takla-Makan, unde şirurile largi de 10—12 m ajung pînă la mai multe zeci de kilometri lungime. Răspîndite cu deosebire în Asia Centrală, barcanele se întîlnesc — mai ales ca forme izolate sau în grupuri restrînse — şi în Africa în zona Suezului, în deşertul Libiei, ori în sudul Algeriei şi destul de rar chiar în America de Sud.

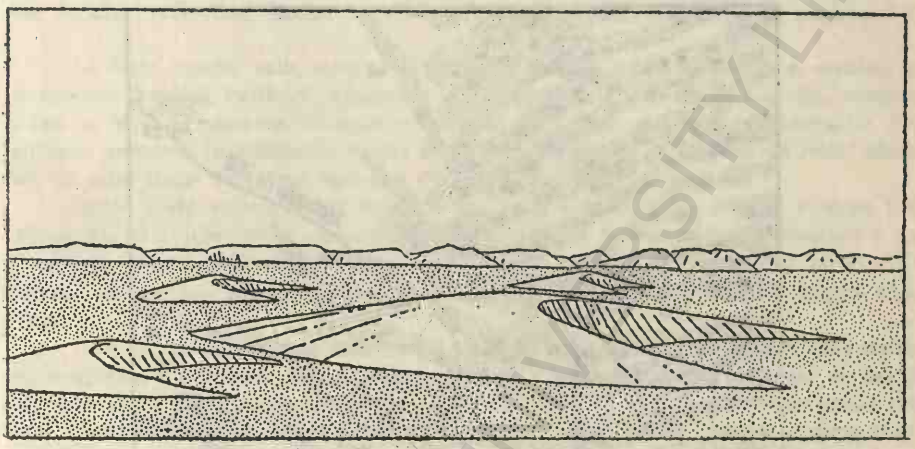


Fig. 54. — Barcane.

Dunele longitudinale se întîlnesc cu deosebire în erguri şi sînt alungite în direcţia vînturilor constante de felul alizeelor. Acestea exercită nu numai o acţiune acumulativă, dar şi de eroziune prin deflaţie. Dunele longitudinale nu mai prezintă profil disimetric, ci povîrnişuri la fel de înclinate şi sînt în genere mult mai stabile, deoarece nisipurile fiind împinse de-a lungul crestelor au o mişcare mult mai lentă. Culoarele dintre dune, acele *feidj* sau *gassi* cu deosebirile menţionate, nesuferind schimbări însemnate, servesc drept drumuri de caravane ce se menţin pe aceleaşi trasee de sute de ani.

Ergurile ocupă îndeobşte ţinuturile joase, depresionare, unde nisipurile s-au acumulat din perioade mai vechi datorită uedurilor cu debuşare interioară. Dacă în cuprinsul lor, în timpul uraganelor, dunele ergurilor prezintă oarecare instabilitate, marginile lor, care sînt ca nişte braţe paralele (numite după un cuvînt arab *draa* sau în franceză *slassels)* întinse peste cîmpiile pietroase din jur, rămîn neschimbate (fig. 55). În afara întinselor erguri sahariene, mari ţinuturi cu dune longitudinale se întîlnesc în sud-estul pustiului Kalahari, în Australia şi în Asia Centrală sub numele de *kum,* de obicei cu dune fixate prin vegetaţia erbacee sau prin tufişuri spinoase.

Tranziţia dintre cele două categorii de dune — transversale şi longitudinale — a fost explicată în moduri diferite. Unii le consideră drept stadii succesive ale unei evoluţii unitare, legătură pe care alţii o contestă. De asemenea s-a invocat schimbarea în perioade îndelungate de timp a direcţiei vînturilor dominante, fapt neconfirmat de către cercetările paleogeografice.

Totuşi studiile mai de amănunt cu privire la transformarea barcanelor sau a topografiei din interiorul marilor complexe de dune longitudinale scot la iveală unele forme intermediare, ceea ce considerăm că poate contribui la lămurirea problemei.

S-a observat astfel că în zonele cu vînturi periodice, care-şi schimbă direcţia după anotimp (de exemplu musonii), înaintarea barcanelor, de obicei atît de

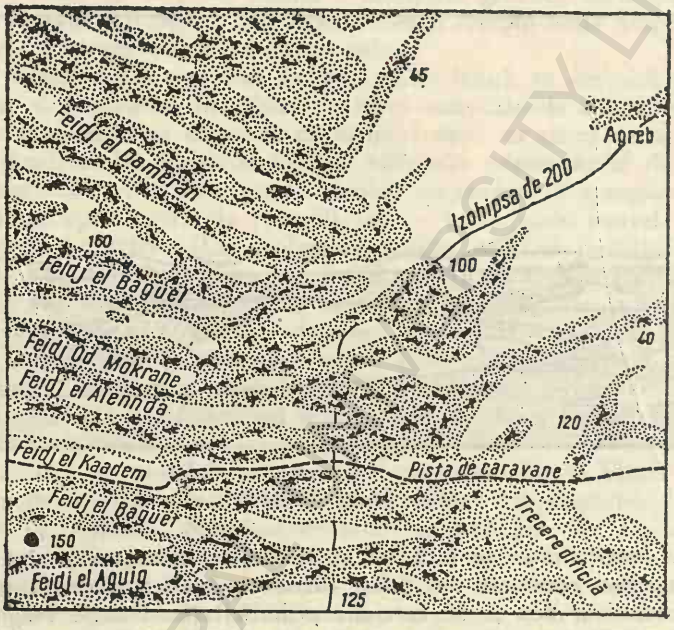


Fig. 55. — Parte din Marele Erg oriental, cu dune paralele şi culoare între ele (*feidj*), cu braţe marginale (*slassels*) şi vîrfuri în piramidă (*ghourd*) (cifrele arată altitudinea lor relativă).

mobile, este oprită şi, chiar mai mult, orientarea coarnelor acestora se poate schimba pînă la inversare. Se ştie de asemenea că uraganele produc rupturi tocmai în partea centrală a corpului barcanelor pe care le despart în fragmente aproape paralele, indicînd prin aceasta posibilitatea trecerii de la dunele transversale la cele longitudinale.

Dacă în genere paralelismul dunelor caracterizează marile erguri, în interiorul acestora se observă schimbări însemnate. Culmile dunelor se recurbează, capătă conture în S (ceea ce s-a numit *sif*, prin extensiunea termenului care înseamnă coamă de dună) sau, acolo unde apar componente secundare ale vîntului, se formează chiar scurte creste transversale, ceea ce dă dunelor înfăţişarea şi denumirea de creastă de cocoş (fig. 56). La locurile de interferenţă dintre ele se formează vîrfuri în formă de piramidă denumite *ghourd*, foarte caracteristice în interiorul ergurilor sahariene. Pe alocuri, crestele secundare se prelungesc, astfel că ajung să unească între ele dunele longitudinale. O variantă a acestor

forme ce arată tentative de construcţii transversale o constituie *dunele în greblă (comb-like-dune* sau *Kammdune)* din pustiul Thar, datorită schimbărilor de direcţie ale musonului de vară şi de iarnă.

Aceste cîteva elemente ale morfologiei eoliene pot constitui indicaţii preţioase pentru ipoteza unei tranziţii între dunele transversale şi cele longitudinale. Menţionăm în această privinţă teoria geografului B. A. Fedorovici, care presupune că diferitele categorii de dune îşi au o evoluţie proprie şi independentă una de alta, reflectînd fiecare specificul regimului vîntului care îi dă naştere (78).

La baza teoriei sale, autorul citat pune mişcările de convecţie a aerului, ce se produc datorită încălzirii exagerate (pînă la 70-80°C) a nisipurilor din pustiuri, avînd ca urmare naşterea vîrtejurilor de rază mică, dar cu viteze considerabile. Sub acţiunea acestora, în ţinuturile lipsite de vînturi constante ia naştere un *relief alveolar,* cu mici dune de forme aproape circulare (fig. 57).

Acolo unde vînturile bat aproape tot timpul anului din aceeaşi direcţie (alizee) şi nu se iveşte vreun obstacol orografic care să tulbure această mişcare a aerului prin procese de deflaţie şi mai ales datorită eroziunii exercitate de vîrtejuri în deplasarea lor, iau naştere *dunele longitudinale,* caracteristice marilor erguri sahariene.

În cazul în care vîntul este deviat datorită unei piedici întîlnite în cale (obstacol orografic, ori brusca diferenţiere termică şi de densitate dintre masele de aer de pe mare şi de pe continent), vîrtejurile de convecţie îşi recurbează traiectoriile pînă la o orientare perpendiculară pe direcţia vîntului, dînd astfel naştere la *dune transversale* (mai întîi sub formă de barcane izolate, apoi ca grupe şi şiruri de barcane). Aceasta explică pe de-o parte mobilitatea dunelor transversale, pe de altă parte distrugerea barcanelor sau schimbarea direcţiei lor.

Căutînd să schiţeze liniile evoluţiei reliefului de dune din marile acumulări de nisipuri, aşa cum se desprind din elementele cunoscute pînă în prezent, unii oameni de ştiinţă (36) au diferenţiat : un stadiu începător caracterizat prin barcane şi dune *sif* aflate în plină mişcare şi în continuă prefacere ; un stadiu mai înaintat în care se află dunele longitudinale şi în genere vechi cu forme stabilizate, mature ; şi, ca termen ultim al evoluţiei — în care intervine în mare măsură „exportul de nisipuri" —, se produce nivelarea reliefului de dune prin lărgirea treptată a culoarelor *gassi* în detrimentul dunelor longitudinale, care se îngustează şi se aplatizează tot mai mult.

O evoluţie în parte asemănătoare înregistrează şi dunele din zona temperată. Cînd nisipurile încep a fi prinse de vegetaţie spontană sau plantată, ele îşi încetează mişcarea, dunele se fixează, li se rotunjesc proeminenţele şi-şi pierd treptat formele specifice, relieful eolian scade în înălţime, trecînd spre ceea ce s-a numit *nisipuri moarte.* Procese secundare, în care vîntul nu-şi mai menţine rolul predominant, scot la iveală forme specifice acestui stadiu final. Culoarele dintre dune pot ajunge adevărate cuvete largi, cu fundul plat, apropiat de nivelul freatic, care au fost numite în landele franceze *caoudeyres (deflation-basins* sau *blew-outs),* în jurul cărora nisipurile răscolite se îngrămădesc ca nişte movile (denumite *garmada* în ţinuturile nisipoase ale Cîmpiei Ungare), în vreme ce dunele ajung la nişte forme neregulate semănînd mai mult a vîrfuri conice, denumite *crocs* în Picardia, *Kupsten* în cîmpiile nordice ale Europei.

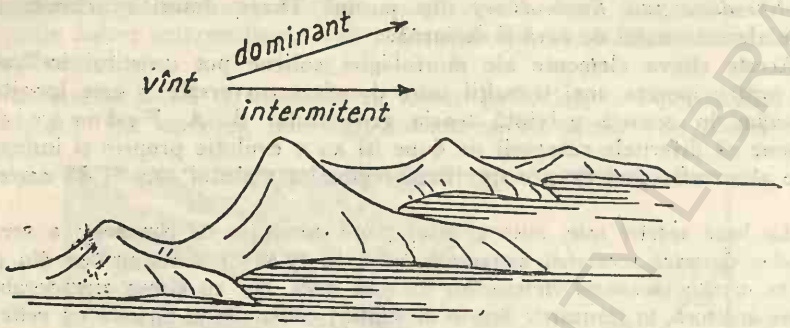


Fig. 56. — Dune în creastă de cocoş, cu tendinţa de trecere de la dunele longitudinale la cele transversale (vîrfurile piramidale — *ghourd*).

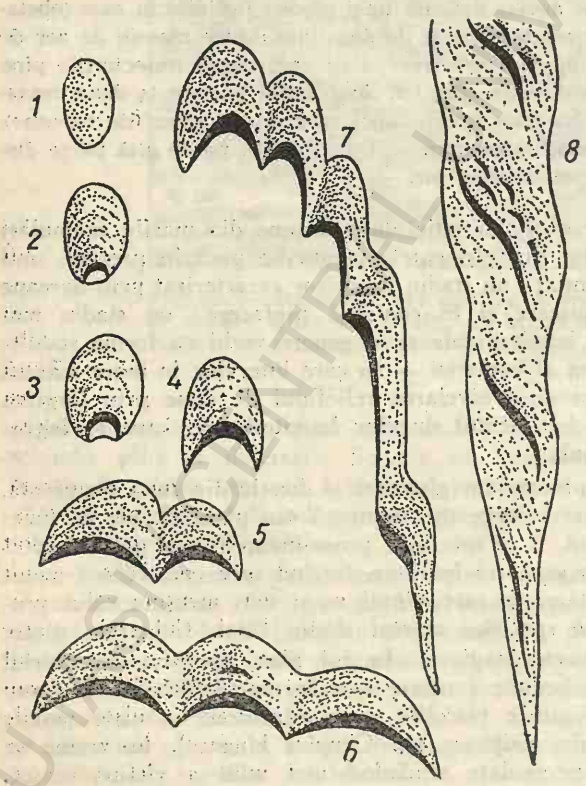


Fig. 57. — Formarea barcanelor şi tranziţia lor spre dunele longitudinale (după F e d o r o v i c i). *1*, Barcane tabulare sau *dune scut*; *2*, barcane embrionare; *3* şi *4*, barcane individualizate; *5* şi *6*, barcane duble şi culme de barcane; *7*, tranziţia de la barcane la dune longitudinale; *8*, culme de barcane longitudinale cu creste diagonale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Trebuie să menţionăm însă că şi dunele de mult fixate pot redeveni mobile cînd echilibrul vegetaţiei care le protejează suferă de pe urma despăduririlor, incendiilor sau prin depunerea unor noi mari cantităţi de nisipuri de către fluvii etc. Un rol nefast în repunerea în mişcare a dunelor fixate are păşunatul,

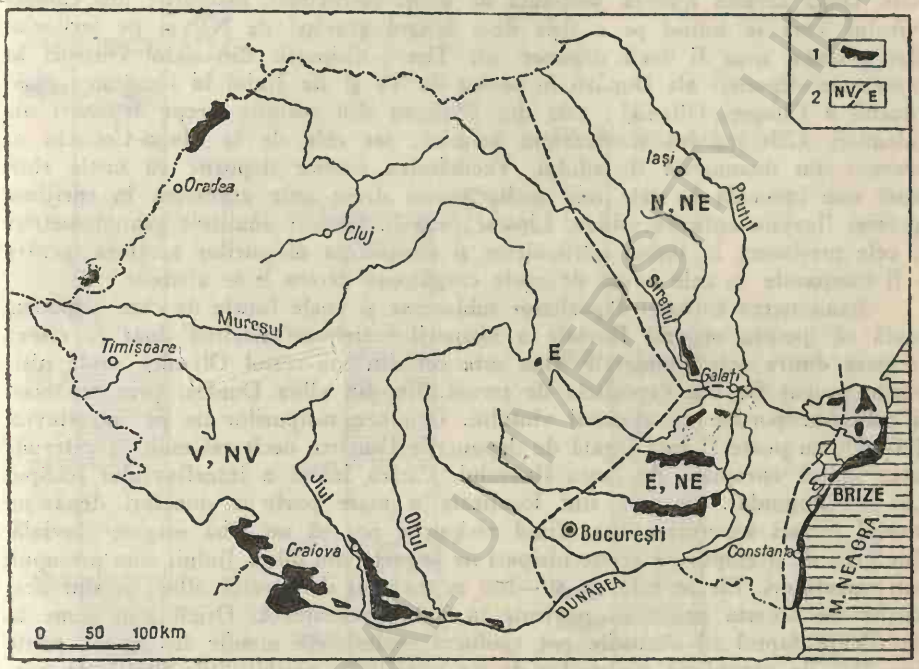


Fig. 58. — Schiţă asupra răspîndirii nisipurilor din România (iniţialele arată direcţiile vînturilor dominante în sectorul respectiv). *1*, Zone cu nisipuri; *2*, limitele aproximative dintre direcţiile vînturilor predominante.

nu numai prin distrugerea covorului vegetal, ci şi prin călcătura vitelor, care răscolesc nisipul expunîndu-l spulberării vînturilor.

Nisipurile şi dunele din România. Acestea ocupă o suprafaţă de circa 540 000 ha, ceea ce reprezintă 2,2% din teritoriul ţării. Ele sînt răspîndite în ţinuturile joase de cîmpie şi luncă sau pe litoral (în sudul Olteniei, în Bărăgan, la Iveşti — Hanu-Conachi, în Cîmpia Banatului la Teremia Mare, în NV ţării la Valea lui Mihai, în Delta Dunării). În regiunile cu relief mai înalt, nisipurile apar sporadic prin Colinele Tutovii, Ţara Bîrsei etc., fără să dea naştere la acumulări eoliene demne de semnalat (fig. 58).

Referitor la originea nisipurilor din ţara noastră s-au emis două ipoteze: una mai veche, aşa-zisă „eoliană", înlocuită treptat cu una mai nouă fluvială. Prima — în care se confundă provenienţa cu agentul care modelează sau pune în mişcare materialul mobil al depozitului — nu poate fi luată în considerare,

întrucît după această „ipoteză“ toate nisipurile mişcate de vînt sînt categorisite eoliene indiferent de unde îşi au obîrşia.

Ipoteza *originii fluviale* leagă existenţa mai tuturor depozitelor de nisipuri din ţara noastră de depunerea aluviunilor de către apele curgătoare mai însemnate. După această ipoteză, susţinută de mulţi cercetători, nisipurile din Cîmpia Nirului, care se întind pe o fîşie de-a lungul graniţei de NV şi pe teritoriul ţării noastre, n-ar fi decît depuneri ale Tisei ; nisipurile din sudul Olteniei ar reprezenta depuneri ale Dunării în partea de SV şi ale Jiului în jumătatea răsăriteană a Cîmpiei Olteniei ; cele din Bărăgan sînt socotite drept depuneri ale Ialomiţei, Călmăţuiului şi Buzăului inferior, iar cele de la Hanu-Conachi ar proveni din depunerile Bîrladului. Vecinătatea acestor depozite cu unele rîuri mari este invocată în cele mai multe cazuri drept unic argument în sprijinul ipotezei fluviale aplicate şablon. Lipsesc pînă în prezent analizele granulometrice şi cele privitoare la forma particulelor şi compoziţia nisipurilor acestora, pentru a fi comparate cu cele aduse de apele curgătoare cărora li se atribuie.

Examinarea situaţiei depozitelor subiacente şi unele foraje de care dispunem arată că ipoteza originii fluviale a nisipurilor trebuie restrînsă doar la cîteva sectoare dintre cele enumerate, cum este cel din sud-vestul Olteniei, unde nisipurile provin fie din depozitele de terasă, fie din albia Dunării prin revărsări şi apoi transportate cu ajutorul vîntului. Originea nisipurilor de pe interfluviul Jiu—Olt nu poate fi însă legată de depunerile Dunării, decît cel mult în extremitatea sudică apropiată de lunca fluviului. Partea înaltă a interfluviului (cîmpul Leu — Rotunda), pe care sînt localizate o mare parte a dunelor, depăşeşte nivelul terasei superioare ; aşa fiind nisipurile par să nu aibă origine fluvială. Este greu de presupus că aceste nisipuri ar proveni din albia Jiului, cum presupun unii cercetători. Ele se află cu 80—100 m mai sus de nivelul albiei şi sînt despărţite de aceasta printr-un povîrniş în pantă accentuată. Oricît s-ar pune la contribuţie faptul că vînturile pot spulbera materialele mobile în sus pe pante line, faţă de granulaţia nisipurilor de pe interfluviu posibilităţile limită de mişcare pe acest povîrniş par fără îndoială depăşite. Deşi pe unele dintre micile terase etajate apar nisipuri, ele provin din umplutura terasei respective.

Pe cîmpul superior, originea acestor nisipuri trebuie legată de depozitele levantine pe care ele se dezvoltă şi care sînt alcătuite din strate groase de cîţiva metri (pe alocuri pînă la 15—20 m) de nisipuri lacustre ce apar atît în deschideri naturale la vest de Jiu (Bucovăţ, Valea Bisericii etc.), cît şi în forajele executate la est de acest rîu (la Castranova, valea Giroc, valea de la vest de Apele Vii etc. (77) (fig. 59). Se vede astfel că nisipurile pe baza cărora s-au înălţat dunele de pe interfluviul de la est de Jiu provin din depozitele *in situ* de vîrstă levantină şi care ies la zi — deci au putut fi puse în mişcare de vînturi — pe locurile unde depozitele cuaternare acoperitoare au fost înlăturate prin eroziune.

Există şi alte deosebiri între dunele de lîngă Dunăre şi cele de la est de Jiu, primele avînd mai întinse suprafeţe de nisipuri mobile, pe cînd la est de Jiu acestea sînt aproape inexistente ; de asemenea cele dintîi sînt mai bogate în bioxid de siliciu şi în carbonaţi, dar mai sărace în humus, fosfor şi potasiu, pe cînd celelalte sînt lipsite de carbonaţi, ceea ce le dă o reacţie slab acidă sau neutră, şi au o capacitate de apă mai redusă (18), (76).

Aceeaşi pare a fi originea nisipurilor din Cîmpia Tecuciului, ce se întîlnesc nu numai în fîşia orientată N—S dintre Tecuci şi Hanu-Conachi — mai bine

cunoscută în literatura de specialitate —, ci pe o întindere mult mai mare de la Corod spre nord şi est, fiind depozite levantine aflate în loc. Contribuţia Siretului şi mai ales a Bîrladului la formarea acestor depozite de nisipuri, presupusă de unii cercetători, este greu de admis, între altele şi datorită faptului că vînturile domi-

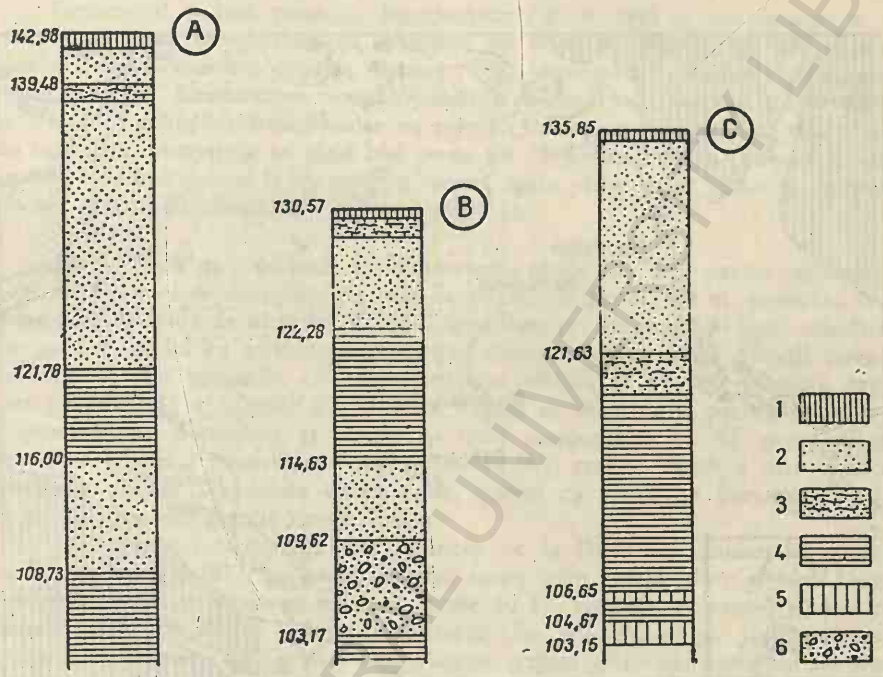


Fig. 59. — Profile în interfluviul de la est de Jiu, arătînd depozitele nisipoase levantine relativ groase care alimentează pe loc cîmpul de dune (profilele schematizate după P. Coteţ). *A*, La vest de Castranova; *B*, valea Gioroc; *C*, la vest de Apele Vii; *1*, sol; *2*, nisipuri; *3*, argile nisipoase; *4*, argile; *5*, marne; *6*, pietrişuri şi nisipuri.

nante care le-ar fi transportat bat în această regiune de la N la S şi de la NE la SV, deci nu dinspre albiile acestor rîuri. Deosebirea de dimensiuni a firelor de nisip din albia Bîrladului (despre care s-a afirmat că ar fi adus aceste nisipuri din colinele Tuţovii) şi a celor din zona dunelor este vizibilă chiar cu ochiul liber, primele fiind mult mai fine decît cele de-al doilea etc.

Chiar nisipurile din Cîmpia Nirului, ce pătrund şi pe teritoriul ţării noastre în împrejurimile localităţii Valea lui Mihai, cu greu pot fi considerate ca depuneri fluviatile datorite Tisei, cum s-a afirmat, aflîndu-se la circa 100 km depărtare de albia acestui rîu şi cînd, pe o fîşie destul de largă între Tisa şi linia Tiszalök — Debreţin, largă de 20—60 km, nisipurile lipsesc (fig. 60). Mai lesne se leagă de depozitele panonianului superior constituite din nisipuri amestecate cu pietrişuri mărunte cu stratificaţie încrucişată, echivalente formaţiunilor levantine de la est de Carpaţi. Acestea apar la zi sau în continuitate de sedimentare cu depozitele

cuaternare lacustre, formate şi ele din nisipuri şi argile. Unde argilele sau loessul nu maschează aceste nisipuri, ele au fost luate în primire de vînt, construind dunele zonei respective.

Majoritatea depunerilor de nisipuri din România sînt depozite *in situ* de origine lacustră, levantine şi cuaternar inferioare. Numai pe porţiuni restrînse

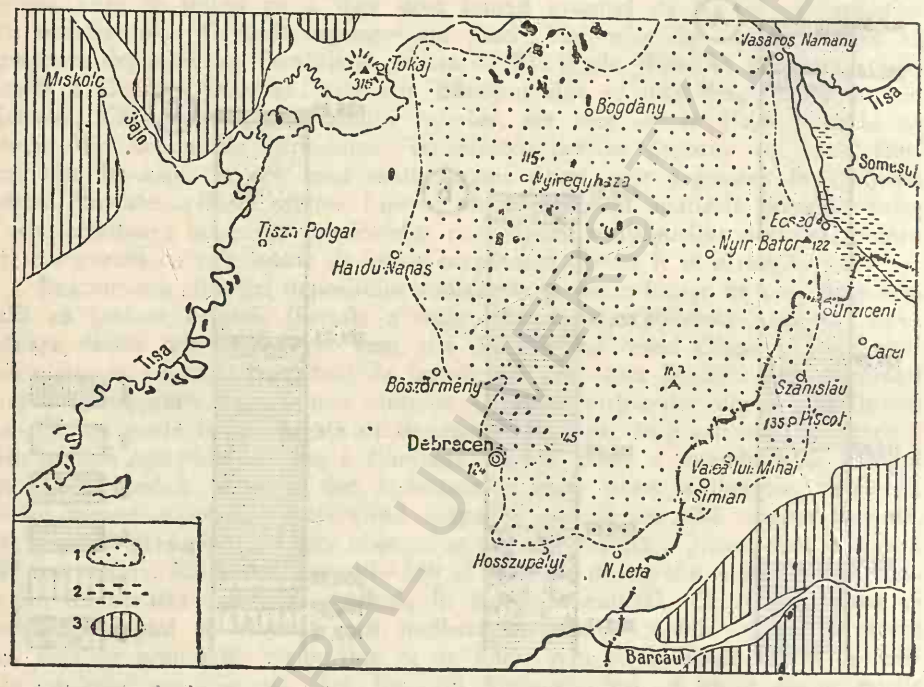


Fig. 60. — Ţinutul nisipurilor Nirului. *1*, Zona nisipurilor; *2*, ţinuturi mlăştinoase; *3*, ţinuturi înalte (dealuri—munţi).

au altă origine. De exemplu în SV Olteniei sînt parţial de origine *fluvială*, iar pe grindurile transversale din Delta Dunării sau din sectorul lagunei Razelmului sînt de origine *marină*.

Nisipurile din Oltenia sînt cele mai întinse din ţară (circa 250 000 ha) şi cu deosebire în SV regiunii. Ele au făcut obiectul multor cercetări locale, unele dintre acestea cu scopul fixării nisipurilor mobile care ameninţau aşezările omeneşti şi culturile agricole din zona respectivă.

În vremurile istorice mai vechi se pare că dunele din Oltenia sudică ajunseseră în mod natural să se acopere cu vegetaţie de pădure şi de păşuni, care le fixase. Dovada o dădeau unele grupuri de stejari seculari aflaţi pînă nu de mult în apropiere de Smîrdan. Din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea, cînd puterea turcească a impus exploatarea pe scară largă a pădurilor din Principate şi cu

deosebire a celor din ţinuturile cu acces pe calea apelor, au fost tăiate şi pădurile care fixau dunele din sudul Olteniei. Situaţia s-a agravat prin practicarea unui păşunat excesiv, încît mai peste tot dunele, odinioară consolidate, deveniseră pe la începutul secolului al XIX-lea tot atît de mobile ca şi cele recente din lunca fluviului.

Fenomenul a luat proporţii îngrijorătoare după 1830 şi s-a agravat şi mai mult după 1850, înregistrîndu-se deplasări de dune pe distanţe de 150 m anual. Satele Desa, Ciuperceni, Nedeia, Bistreţ etc., invadate de nisipuri, îşi strămutau mereu vetrele. Ameninţarea aceasta continuă a făcut ca începînd de la 1880 să se treacă la reîmpădurirea dunelor cu salcîm. Unde apa freatică este mai aproape de suprafaţă, plantaţiile au avut mai peste tot un succes deosebit, arborii ajungînd în cîteva decenii numai la dimensiuni record, noile păduri fiind citate în numeroase tratate străine de silvicultură pentru reuşita lor.

Dacă după provenienţă şi dimensiuni nisipurile din partea apuseană a Cîmpiei Olteniei se deosebesc de cele de pe stînga Jiului, ele se aseamănă avînd dune longitudinale de direcţie NV—SE spre Dunăre, aproape V—E pe interfluviul Jiu — Olt, la fel cu orientarea vînturilor dominante, cele două direcţii însumînd aproape aceeaşi proporţie cît toate celelalte vînturi la un loc. Aceasta explică direcţia generală a dunelor din Oltenia. Faptul că în anumite perioade ale anului (septembrie — decembrie şi martie — mai) componenta de NE perpendiculară pe prima capătă frecvenţă mai mare (12—14,5%) creează condiţii care explică şi formarea micilor fragmente transversale, uneori cu profil de barcane, ce ajung să unească ici-colo dunele longitudinale.

Ca repartiţie teritorială, dunele încep de la Dudaşi şi Şimian în apropiere de Turnu-Severin (87), iau amploare mai mare între Burila Mare şi gura Drincei, pentru a căpăta extensiunea maximă (peste 30 km lăţime) în dreptul cotului celui mare al Dunării dintre Calafat şi Bistreţu (fig. 61). Pe stînga Jiului, nisipurile încep din apropiere de Craiova şi se lărgesc treptat spre sud, ajungînd pe alocuri pînă la 30 km. Cei mai mulţi cercetători consideră că dunele vechi din această cîmpie datează din pleistocen, iar cele mai noi (din lunca fluviului) se formează şi în prezent pe baza aluviunilor depuse de fluviu.

După vechime, forme şi stabilitatea nisipurilor au fost recunoscute două categorii de dune : unele *vechi* consolidate, ce păstrează în genere profile simetrice şi povîrnişuri în pantă lină, ceea ce dă terenului forme larg ondulate ; altele *recente,* în parte mobile, cu profil disimetric şi muchii pronunţate, cu toate că nu au forme de dune întru totul caracteristice. Unii cercetători deosebesc şi a treia categorie, a *dunelor preistorice,* turtite în aşa măsură încît dau aspect de cîmp aproape neted, uşor ondulat, cu soluri bine înfiripate şi bogate în humus.

În genere, aceste dune au doar 5—10 m înălţime, cele mai înalte apropiindu-se de 15 m. Lăţimea intervalului dintre şiruri variază între 100 şi 500 m, ajungînd pe alocuri adevărate depresiuni cu fundul plat, de felul *caoudeyres*-elor din landele franceze. Dacă în lunca Dunării se întîlnesc cele mai multe dune nefixate sau în formare pe baza aluviunilor depuse de fluviu la revărsări, conţinînd un nisip cu firul mai mare şi mai bogat în mică (77) şi avînd forme mai neregulate şi mai schimbătoare, pe terasele mai înalte şi pe interfluvii precumpănesc dunele longitudinale simetrice, în genere mai vechi şi alcătuite din nisipuri mai fine. Către periferie, spre marginea răsăriteană a ambelor grupe, se întîlnesc

dunele cele mai turtite şi mai bine înţelenite, cu soluri groase, cultivate agricol în mare parte, ce se şterg treptat în cîmpul Caracalului. Dar conturul lor tentacular şi văiugele oarbe paralele, abia schiţate, reprezintă mărturiile extensiunii lor de altădată.

Fig. 61. — Nisipurile din Cîmpia Olteniei şi orientarea generală a dunelor în raport cu direcţia vînturilor dominante. *1*, Dune consolidate şi mobile; *2*, dune mobile; *3*, povîrnişuri; *4*, limita cîmpiei; *5*, direcţia vînturilor mai frecvente.

Nisipurile din Bărăgan alcătuiesc trei fîşii paralele de direcţie V—E de întindere diferită: una mai alungită şi relativ îngustă pe dreapta Ialomiţei (55 000 ha), alta mai largă pe dreapta Călmăţuiului (88 000 ha) şi cea mai mică între Racoviţeni pe Buzău şi Brăila, cu o întrerupere pe valea Iencii. Toate sînt flancate spre nord către luncile respective prin povîrnişuri destul de accentuate, cu aspect de mici cueste (12—20 m pe cea mai nordică, 17—36 m pe dreapta Călmăţuiului, 30—60 m pe dreapta Ialomiţei, ajungînd pînă la 80 m în dreptul cîmpului Hagienilor). În toate aceste fîşii dunele, foarte larg vălurate şi mai peste tot fixate, prezintă o orientare N—S sau NE—SV, conformă cu cea a vînturilor dominante.

Cercetătorii care susţin originea fluvială a acestor nisipuri se sprijină pe alinierea acestor depozite de-a lungul unor văi şi pe faptul că nisipurile sînt mai groase şi cu firul mai mare în vecinătatea văilor şi din ce în ce mai subţiri şi cu firul mai fin în măsura în care se îndepărtează de acestea, adică spre sud (56).

Dezvoltarea mai largă a zonei nisipurilor de-a lungul văii Călmăţuiului, pe care curge un rîu mărunt, şi relativ redusă în prelungirea estică a văii Buzăului,

rîu cu debit mult mai bogat, trebuie pusă în legătură cu schimbarea de albie a rîurilor din Cîmpia Română de care a scris G. Vâlsan şi alţi oameni de ştiinţă, după care pe valea Călmăţuiului ar fi curs Buzăul înainte de a trece în actuala lui albie.

Pe unele părţi ale acestor depozite de nisipuri s-au plantat pîlcuri de salcîm (la vest de satul Spiru Haret, în apropiere de Platoneşti etc.) sau de stejar brumăriu (la vest de Pogoanele, la sud de Ruşeţu, la SE de Însurăţei, la Mărculeşti etc.), dar mare parte din aceste terenuri sînt cultivate cu cereale (la Însurăţei, Lacu-Rezii, Măgureni, Berteşti etc.) sau acoperite cu păşuni slabe (24).

Nisipurile din sudul Moldovei se întind la est de Tecuci şi Hanu-Conachi pînă dincolo de Corod, îngustîndu-se treptat spre sud. Partea apuseană, cuprinzînd fîşia dintre Ungureni şi Hanu-Conachi, lungă de circa 40 km şi largă de 0,5—5,5 km, este mai bine cunoscută (75), (79), (97), (99), avînd dune în cea mai mare parte fixate, cu înălţimi pînă la 10 m, cu orientarea longitudinală NNV-SSE, cu depresiuni largi de 200—300 m pînă la 1 km între ele, ceea ce dă un relief ondulat neregulat. În depresiuni, conţinutul mai mare de argile face ca apa să bălteasca pe alocuri timp îndelungat şi să favorizeze creşterea vegetaţiei higrofile.

În multe locuri dunele au doar forma unor simple dîmburi de felul acelor *crocs* din Cîmpia Nord-Europeană. În nordul acestei fîşii de nisipuri văile eoliene sînt mai lungi şi mai adînci, iar depresiunile închise mai bine individualizate. În capătul de sud nisipurile sînt bine împădurite cu pin negru, stejar pedunculat şi pufos, cu salcîm, iar în depresiuni cu plop tremurător ş.a. Pe o lungime de circa 18 km au mai rămas totuşi ochiuri de nisipuri zburătoare (circa 1 600 ha), care „fumegă" încă în bătaia vîntului.

Sînt interesante unele caracteristici ale acestor nisipuri: sărăcie în azot, fosfor şi calciu, conţinut foarte variabil în humus (de la lipsa totală pînă la 3,3%, dînd adevărate nisipuri cernoziomice) şi în argile (ajungînd pe alocuri pînă la 14%), ceea ce dă diferenţieri contrastante în răspîndirea vegetaţiei. Interesantă este de asemenea şi prezenţa unor porţiuni cu sol îngropat sub nisipuri (79), ceea ce dovedeşte învazia locală a nisipurilor peste terenuri altădată bine înţelenite. Cum nisipurile acoperă şi loessul, mai mulţi cercetători atribuie acestor depozite o vîrstă postloessiană (97).

Suprafeţe nisipoase mici şi discontinue se întîlnesc şi în *Cîmpia Banatului* pe linia Sînpetru Mic, Biled, Iecea Mare sau mai la sud de Voiteg. O dezvoltare ceva mai mare au nisipurile din apropiere de graniţă la N de Jimbolia (Teremia Mare). Dunele din această regiune au forme netipice, deşi prin orientarea lor indică vechi dune longitudinale N-S conform cu direcţia vînturilor dominante. Sînt însă foarte turtite, iar nisipurile se află la suprafaţă într-un înaintat stadiu de solificare (fiind înscrise pe hărţile pedologice ca cernoziomuri nisipoase). Sînt mai peste tot cultivate, iar în zona Teremia Mare au creat mari posibilităţi de dezvoltare a viţei de vie, dînd vinuri de bună calitate.

Dunele Nirului, cu o extensiune atît de mare în R. P. Ungară, pătrund şi pe teritoriul ţării noastre între Carei şi Valea lui Mihai (mai exact între Urziceni şi Şimian), formînd o fîşie largă de 15—18 km între cîmpia joasă a Erului şi linia de graniţă (circa 25 000 ha). Aşezate pe o porţiune de cîmpie înaltă, cu altitudine absolută de 130—160 m, nisipurile acestea au dat naştere la dune

înalte în medie de 6—12 m (excepţional pînă la 20 m), orientate în general N-S. Între dune se află largi depresiuni mlăştinoase, care schimbă aspectul geomorfologic şi floristic. Mare parte din aceste nisipuri, cu conţinut mai mare de argilă (circa 10%) şi cu un oarecare procent de humus (sub 1%), sînt fixate prin plantaţii de viţă de vie, ori prin culturi agricole protejate prin perdele de salcîm [1]. Cam o cincime din întinderea lor o formează nisipurile mobile (5 000 ha), care manifestă încă o accentuată putere de înaintare, cu deosebire în preajma satelor Pişcolţ şi Sanislău, unde ameninţă unele locuinţe. Pătura de sol fiind relativ subţire, chiar nisipurile fixate pot redeveni cu uşurinţă mobile prin înlăturarea covorului vegetal care le apără împotriva vîntului, fapt constatat chiar după 1950, cînd s-au tăiat arborii din perdelele de protecţie.

Nisipurile din Delta Dunării acoperă o suprafaţă de circa 61 000 ha şi sînt ca şi grindurile pe care le acoperă de două feluri : *fluviale*, pe grindurile longitudinale, precumpănitoare în jumătatea apuseană a deltei, cu mai mare suprafaţă în zona ceatalelor, şi *marine*, pe grindurile transversale, larg dezvoltate în partea răsăriteană a deltei. Primele, ocupînd circa 33 000 ha, sînt formate din nisipuri fine, amestecate cu mîluri şi argile, de aceea se înnoroiesc la ploi şi la ape mari, rămînînd îndelung umede, fapt care face să fie mai puţin sau de loc purtate de vînturi. Întrucît apa freatică este puţin adîncă în aceste grinduri, sărăturarea solurilor ce se înfiripează pe aceste formaţii apare destul de frecventă. În cea mai mare parte ele sînt acoperite cu păşuni şi fîneţe (33%), culturi agricole (30%) şi păduri de sălcii (26%).

Nisipurile marine (28 000 ha), cu firul mult mai mare şi pline de cochilii de lamelibranhiate şi crustacei marini, acoperă grindurile transversale Letea, Caraorman, Sărăturile şi altele mai mici. Ele sînt în genere lipsite de argile şi mîluri, ceea ce le face puternic permeabile, astfel că apele înfiltrîndu-se cu uşurinţă le lasă mai totdeauna uscate la suprafaţă şi deci expuse la maximum spulberării de către vînturi. Urmarea este că au în genere un relief pronunţat, cu dune înalte de cîţiva metri şi cu depresiuni intermediare mlăştinoase. Pe alocuri nivelul apelor de suprafaţă le acoperă cu totul, dînd cîmpului de dune aspectul tentacular cu canale printre ele (cum este în partea de SE a grindului Letea sau a grindului Caraorman). Unele dintre aceste dune s-au fixat în mod natural de mai multe secole cu vegetaţie arborescentă cuprinzînd nu numai specii higrofile, dar şi esenţe tari din categoria stejarilor *(Quercus robur, Q. pedunculiflora)*. Tăierea nesocotită a arboretului de pe grindul Caraorman a dus cu cîteva decenii în urmă la repunerea în mişcare a dunelor.

Nisipurile mişcătoare ocupă astfel întinderi relativ mari şi chiar şi cele fixate ajung cu uşurinţă mobile, invadînd culturi agricole, vii şi pe alocuri chiar locuinţe (cazul unei părţi din satul Letea, unde în 1954 nisipurile au acoperit drumurile şi au îngropat mai multe case pînă la înălţimea ferestrelor). Mobilitatea mare a acestor nisipuri şi substratul sărăturos fac ca fixarea lor prin plantaţii să fie relativ grea (18).

În partea estică a Depresiunii Bîrsei, în apropiere de satul Reci (pe valea Rîului Negru) se află o mică întindere de nisipuri provenite din depunerile

[1] În vechime creştea în mod spontan mai ales mesteacănul, de unde şi denumirea acelui ţinut (*Nyr* = mesteacăn, mestecăniş).

lacustre pliocene (fig. 62), cercetate de H. Wachner (108) şi Herta Călinescu (74). Ele sînt constituite din nisipuri cu firul fin, care dau naştere la dune puţin înalte (3—7 m), în pantă lină, orientate pe direcţia vîntului dominant E-V. Printre dune, care frecvent iau şi forme neregulate ca nişte movile, se află mici bălţi lunguieţe presupuse de cercetătorii menţionaţi drept braţe moarte

Fig. 62. — Dunele de la Reci în partea de est a Depresiunii Bîrsei.

ale Rîului Negru. Pădurea de mesteacăn şi pin acopere pe alocuri aceste întinderi de nisipuri dificile pentru circulaţie din pricina bălţilor şi mlaştinilor, a nisipurilor afînate şi pe alocuri a desişurilor de arbori.

Loessul şi originea lui. Încă din prima jumătate a secolului al XIX-lea (prin cercetările lui Ch. Lyell) a intrat în atenţia oamenilor de ştiinţă o rocă de origine continentală, larg răspîndită pe faţa pămîntului, a cărei denumire vine de la cuvîntul german *lose* din părţile Rinului, ceea ce înseamnă afînat, poros, fărîmicios. În scurtă vreme, denumirea de *loess* sau *löss* s-a generalizat în literatura ştiinţifică mondială, lăsînd în umbră termeni mai vechi şi larg răspîndiţi la alte popoare (ca de exemplu termenul de *hwang-tu* întrebuinţat în limbajul popular din nordul Chinei).

Aşa cum îl arată şi numele, loessul este o rocă poroasă friabilă, alcătuită din pulberi fine anorganice (în medie cu dimensiuni de 0,05—0,01 mm), avînd o permeabilitate remarcabilă şi o culoare gălbuie, pe alocuri cu nuanţe spre cenuşiu sau spre brun-deschis. Loessul propriu-zis nu prezintă stratificaţie ca rocile sedimentare, are o mare omogenitate şi se desface în blocuri prismatice după crăpături verticale, dînd astfel maluri abrupte, uneori de cîteva zeci de metri înălţime, văi înguste, asemănîndu-se în această privinţă cu calcarul. În alcătuirea lui intră particule de cuarţ, argilă şi calcar şi uneori resturi fosile de origine continentală. În masa lui se observă canalicule verticale denumite *cornevine,* considerate de unii cercetători drept urme ale rădăcinilor plantelor ierboase,

de alţii drept concreţiuni datorită circulaţiei capilare a apei încărcate cu săruri. Depozitele de loess prezintă de asemenea, mai ales spre baza lor, orizonturi mai albicioase în care se acumulează concreţiuni calcaroase de forme neregulate, cunoscute sub numele de *broboane* sau *păpuşi de loess (loess dolls, Lösspuppen)*. În secţiune, malurile de loess prezintă pe alocuri unul sau mai multe brîuri orizontale de culoare mai închisă, considerate *soluri îngropate* sau fosile.

Această rocă atît de bine diferenţiată prin caracteristicile ei acoperă ca o pătură, de grosimi diferite, întinderi considerabile de pe suprafaţa pămîntului. După calculele făcute de unii cercetători, loessul s-ar întinde pe 9,3% din suprafaţa globului pămîntesc (91), alcătuind două benzi paralele la latitudini mijlocii, lipsind atît în ţinuturile cu climat polar, cît şi în cele tropicale.

Se estimează că loessul ocupă cam 7% din suprafaţa Europei, 3% din cea a Asiei, 5% din cea a Americii de Nord şi 10% din cea a Americii de Sud. Se citează existenţa lui în petece mai restrînse prin nordul Africii, în sudul Australiei şi în partea estică a Noii Zeelande. În total suprafaţa acoperită cu loess pe glob se socoteşte a fi de 13 milioane km². Ţinînd seama de grosimea lui variabilă, unii oameni de ştiinţă au calculat că volumul total al masei de loess ar fi de circa 130 000 km³, ceea ce întins pe întreg continentul european ar da o pătură groasă continuă de 13,4 m, iar pe întreg uscatul un strat de aproape 1 m grosime (81). Aproape două treimi (62%) din teritoriile acoperite cu loess se află în Eurasia.

În Europa loessul, care nu depăşeşte în grosime 30 m şi nu urcă în altitudine decît rareori peste 400 m, se întinde sub forma a două benzi de direcţie V-E: una între marginea nordică a munţilor hercinici şi limita înaintării maxime a gheţarilor cuaternari (începînd din peninsula Bretagne şi cuprinzînd o bună parte a Bazinului parizian, Podişul renan, Podişul Saxoniei, Mala Polska, în Bielorusia etc.), a doua mai la sud, cuprinzînd în partea apuseană porţiuni relativ restrînse (pe valea Ronului, în Podişul Bavariei, Bazinul Vienei), lărgindu-se treptat spre est în Cîmpia Panoniei, Cîmpia Română şi nordul Podişului Prebalcanic (fig. 63). Ambele fîşii se reunesc în Podişul Moldo-Podolic, continuînd în sudul Ucrainei, în stepa Kubanului şi la cotul Donului.

În Asia, loessul se ridică pînă la altitudini mult mai mari, depăşind pe alocuri 2 000 m. În răspîndire teritorială formează două grupe principale: una apuseană în care intră părţi din Podişul Iranului, din Afganistan etc., lărgindu-se foarte mult în Asia Centrală Sovietică, adică în porţiunea dintre Marea Caspică şi lacul Balhaş, şi o a doua parte, răsăriteană, care cuprinde China de N şi NE, unde loessul capătă grosimi nemaiîntîlnite în alte părţi din lume[1] (fig. 64).

Mare extensiune are loessul şi în pampasul argentinean, unde, după unele indicaţii bibilografice, acesta ar atinge grosimi de peste 200 m, precum şi în bazinul fluviului Mississippi-Missouri din America de Nord, unde prezintă grosimi asemănătoare celor din Europa.

---

[1] Grosimea de 5-600 m, chiar pînă la 800 m, dată de Fr. v. Richthofen este exagerată; după cum exagerată în minus este şi aprecierea altor cercetători (Barbour sau Theilhard de Chardin), care evaluează grosimea maximă a loessului chinezesc la 50—60 m. În provinciile Shansi şi Kansu depozitele de loess ajung la 400 m grosime.

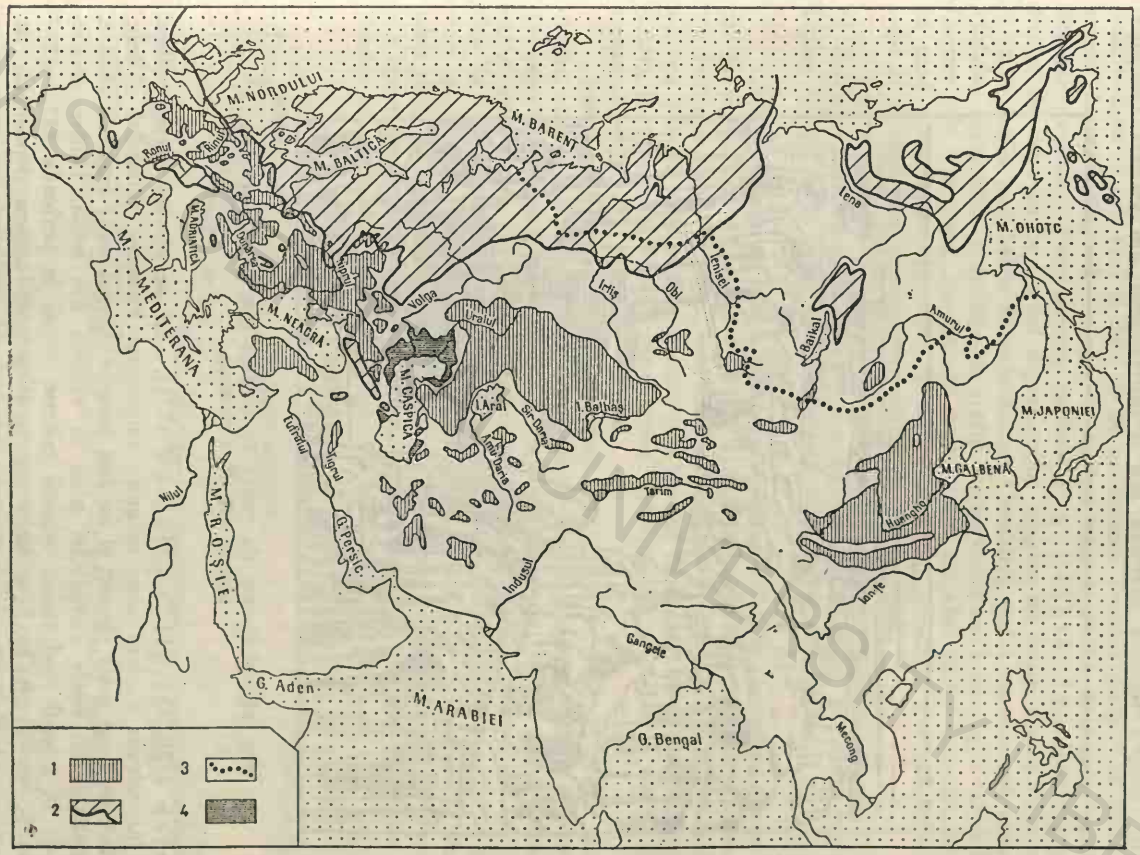


Fig. 63. — Schiță asupra răspîndirii loessului în Eurasia. *1*, Aria răspîndirii loessului și a formațiunilor loessoide; *2*, limitele ghețarilor cuaternari; *3*, limita înghețului peren (fosil); *4*, transgresiunea maximă caspică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În ceea ce privește modul cum s-a format loessul, părerile sînt împărțite. Pentru explicarea originii acestei roci s-au emis un mare număr de ipoteze. Unele dintre ele n-au putut dăinui dovedindu-se insuficiente pentru explicarea tuturor loessurilor, cum a fost de exemplu cea a provenienței din pulberi vulcanice

Fig. 64. — Forme de relief în loessul din provincia Shansi (R. P. Chineză).

(Dietrich 1830, Omalius d'Halloy 1871), deși pe alocuri aceste pulberi au dat într-adevăr naștere unor anumite formațiuni loessiene (Islanda). Altele, dimpotrivă, au avut mare răsunet și au fost însușite de mai toate tratatele clasice, menționîndu-se cu unele completări pînă în vremea din urmă. Dintre acestea face parte în primul rînd teoria originii eoliene, emisă în perioada 1872—1877 de către F. v. Richthofen în urma studiilor sale asupra depozitelor de loess din China (100).

Condițiile în care s-ar fi depus loessul în China de nord ar fi fost după acest geograf un climat de stepă aridă, asemănător celui ce se întîlnește în Podișul Mongoliei interioare, ținut fără scurgere la mare. Furtunile de praf, ali-

mentate din pustiurile Asiei Centrale, transportau cantităţi enorme de pulberi, care se depuneau pe sol după potolirea zbuciumului atmosferic. Particulele acestea fine nu se puteau însă fixa pe pămîntul gol, unde cel mai neînsemnat vînt le poate spulbera, ci numai în ţinuturile de stepă unde ierburile mărunte şi relativ dese le pot opri şi face să se acumuleze. Nivelul cîmpiei se înalţă astfel mereu datorită acumulărilor, dar în acelaşi timp ierburile de stepă creşteau mai departe deasupra. Prin aceasta explica F. v. Richthofen localizarea depozitelor de loess nu pe fundul depresiunilor ocupate de lacuri sărate fără scurgere, ci în regiunile mai înalte înconjurătoare. Consideră astfel ca necesară conlucrarea *vîntului*, care ridică şi transportă praful, cu *vegetaţia* mică de stepă, care-l fixează. Cornevinele din loess, considerate drept urme ale rădăcinilor ierboase, întregeau în mod firesc explicaţia dată formării loessului, „cimitirul nenumăratelor generaţii de plante" (100) cum se exprimă însuşi autorul citat.

Teoria originii eoliene a loessului astfel formulată a ridicat obiecţii chiar în deceniile următoare şi acestea, din partea cercetătorilor aceloraşi regiuni din China. Unele aduc modificări însemnate teoriei mai sus expuse.

Astfel încă pe la 1893 L. de Loczy (97) a arătat că loessul nu s-a putut forma în ţinuturi cu uscăciune accentuată, unde ierburile rare nu sînt suficiente pentru reţinerea prafului eolian. Acumularea acestuia se poate produce numai în ţinuturi cu ploi de vară regulate (cum este ţinutul de la nord de Nan-Şan studiat de autor), în care prin şiroire praful depus este antrenat pe pante şi depus în formă remaniată (fig. 65).

Reluînd cercetările asupra loessului din China de nord, în primii ani ai secolului nostru, Bailey Willis atribuie apelor curgătoare un rol şi mai însemnat. Transportat alternativ de vînt şi de apele de şiroire în regiuni cu un anotimp uscat şi unul ploios, praful se amestecă şi cu particule mai mari ce nu pot fi purtate de vînturi (de unde explicaţia prezenţei nisipurilor grosiere şi chiar a pietrişurilor din loess). Datorită acestor schimbări alternative se produce şi o descompunere prin oxidarea unor particule, prin încărcarea cu săruri fertilizante provenite din apele subterane etc., ceea ce explică şi existenţa cornevinelor ca simple concreţionări în jurul conductelor capilare din rocă (78).

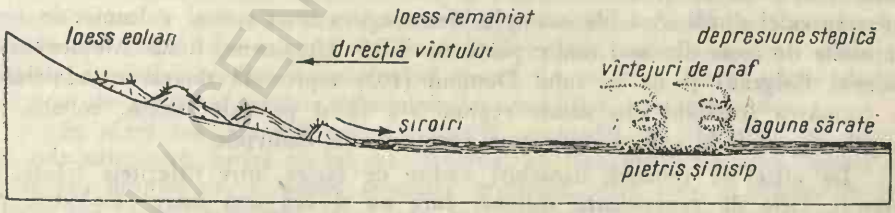


Fig. 65. — Ipoteza lui Loczy asupra formării loessului.

Cu toate aceste observaţii care se depărtau de ipoteza eoliană primordială — şi care au contribuit la punerea unor probleme esenţiale, cum este rolul apelor curgătoare, rolul alterării pe loc etc. —, teoria originii eoliene a loessului capătă un nou impuls prin studiile lui V. A. Obrucev (98). Reluînd cercetările asupra loessului din Ucraina, îl considera ca provenind din pulberile

aduse de vînturi din pustiurile Asiei Centrale Sovietice[1]. El considera astfel „o adevărată lege" asocierea dintre deşerturile unde prin *dezagregare* se produc nisipul şi praful şi regiunile de *depunere* a acestor materiale fie sub formă de nisipuri mobile şi dune, fie sub formă de loess.

Paralel cu apariţia şi dezvoltarea teoriei originii eoliene a loessului, unii cercetători au emis şi alte ipoteze. Astfel Peters pe la 1859 şi Linstov la 1910 au susţinut *ipoteza eluvială* a loessului. Reluată de L. S. Berg, această teorie consideră loessul un produs de dezagregare-alterare şi solificare a rocilor, cu formarea unei structuri afînate şi a macroporozităţii în prezenţa carbonaţilor.

A prins de asemenea teren teoria originii *fluvio-glaciare* a loessului propusă de Mercey şi dezvoltată ulterior de alţii, după care această rocă s-ar fi format pe seama acumulărilor fluvio-glaciare din *sandrele* de la periferia calotelor glaciare cuaternare. În condiţiile unui climat rece cu îngheţ peren, s-a produs şi un proces de loessificare rece a depozitelor (proces în cadrul căruia s-ar fi produs şi acumularea calcarului din morenele răspîndite în aceste depozite).

O şi mai largă răspîndire a luat în vremea din urmă *teoria deluvială* a originii loessului schiţată încă de pe la 1855 de Girard şi dezvoltată ulterior de alţi cercetători (Mohr, Lapparent, Bailey, Pavlov etc.). Această ipoteză acordă apelor curgătoare rolul principal în formarea loessului, prin procesele de spălare şi şiroire a produselor de eroziune şi dezagregare pe pante şi acumularea lor în cîmpii piemontane, în zonele depresionare largi etc. Cu această ocazie se produce o restratificare a acestor depozite, cînd se pot fixa şi forma fosile continentale sincrone perioadei de depunere. Un astfel de loess, în care se poate distinge o stratificaţie, poate cuprinde şi particule mai mari de rocă, pe care vîntul nu are posibilitatea să le transporte (nisipuri mari şi chiar pietrişuri), iar particulele componente sînt în genere rotunzite, nu colţurate ca în loessul eolian.

Din cele expuse atît de sumar se poate observa că există încă un larg cîmp de controverse în privinţa originii loessului şi, cu toate că ipoteza eoliană pare să fie întrucîtva pusă în umbră în special de ipoteza deluvială, cercetările recente continuă totuşi să aducă noi dovezi, şi unele dintre ele hotărîtoare, în favoarea celei dintîi. Aşa, de exemplu, descoperirea unor cenuşi vulcanice în formaţiunile de loess din mai multe părţi ale R.S.S. Ucrainene, R.S.S. Moldoveneşti (raionul Bolgrad) şi de la cotul Donului (103) reprezintă dovezi neîndoielnice că formarea loessului din aceste regiuni s-a făcut pe cale uscată, eoliană, şi nu prin depunere în apă cum presupun adepţii teoriei deluviale.

De altfel se remarcă deosebiri vădite de facies, între diferitele feluri de loessuri. Cele de *provenienţă eoliană*, care au şi cea mai mare răspîndire pe

---

[1] Întrucît vînturile anticiclonale ce luau naştere deasupra calotei glaciare scandinave ar fi fost deviate spre vest, după V. A. Obrucev, asupra sud-estului european s-ar fi propagat masele de aer asiatice încărcate cu praf din pustiurile Asiei Centrale Sovietice. În locul acestei ipoteze P. Tutkowsky şi W. Soergel au formulat teoria *föhnurilor glaciare*, după care vînturi permanente băteau din zona calotei glaciare spre zonele periglaciare de la sud. Aşadar, provenienţa loessului s-ar lega după aceşti oameni de ştiinţă nu de pustiurile asiatice, ci de aria sandrelor din preajma calotei glaciare în regiune.

glob, se caracterizează prin lipsa de stratificaţie, prin omogenitatea relativă a compoziţiei granulometrice, prin proporţia dominantă (80—90%) a particulelor fine (de 0,05—0,01 mm şi mai mici) de formă colţurată, ceea ce apare îndeosebi vizibil la firicelele de cuarţ, prin structura macroporoasă, ceea ce dă o permeabilitate accentuată şi explică proprietatea atît de caracteristică de tasare, prin prezenţa pe alocuri a cenuşilor vulcanice în masa loessului, prin preponderenţa carbonaţilor disperşi uniform răspîndiţi etc. La aceste caractere generale survin variante între cele două tipuri principale ale loessurilor eoliene: cel numit „cald", provenit din pulberi deşertice, şi cel „rece", la care pulberile ar fi provenit din alterarea depunerilor periglaciare. La cele dintîi se pot observa tranziţii laterale spre intercalaţii de nisipuri de dune (exemple arătate de V. I. Krokos în Ucraina).

Loessurile de provenienţă *aluvială* şi *fluvio-glaciară* se deosebesc de precedentele printr-o stratificaţie vizibilă, prin prezenţa în proporţii extrem de reduse a particulelor fine (cu dimensiuni de 0,1—0,01 mm), de unde capacitatea redusă de tasare. Aceste loessuri se deosebesc de asemenea de precedentele prin frecventele intercalaţii de pietrişuri, nisipuri şi mîluri cu granulaţie neomogenă, prin distribuţia inegală a carbonaţilor şi absenţa mineralelor primare rezistente la apă, prin conţinutul însemnat de incluziuni fero-manganoase etc.

Şi astfel, fiecare dintre tipurile genetice de loess prezintă caractere proprii pregnante (de pildă loessul lacustru conţine valve de moluşte de apă dulce, cel eluvial prezintă o strînsă legătură mineralogică cu roca de bază etc.). Numai prin analizele complexe (granulometrice, mineralogice, ale formei particulelor, ale conţinutului de elemente grele etc.) ale unui mare număr de probe şi prin paralelizarea acestor rezultate se va putea stabili cu precizie, pe areale şi zone diferite, tipul formaţiei de loess. Epoca elaborării de noi ipoteze, sprijinite doar pe cîteva elemente de observaţie şi multă imaginaţie, s-a încheiat. Ne aflăm în epoca cercetărilor de amănunt.

Se desprinde astfel concluzia că loessul este de mai multe feluri. Şi aceasta pe distanţe mari la depuneri sincrone, pe distanţe mici la depuneri de vîrste diferite. În Elveţia de exemplu, s-a putut face deosebirea dintre loessul de la Bâle şi cel de pe valea Aarului, primul fiind mai poros, mai calcaros, cu păpuşi mai mari decît celălalt, deşi ambele depuse în Würm, dovedind aşadar nuanţe climatice diferite în perioada de depunere (82), acesta la rîndul lui deosebindu-se de loessul rissian din aceeaşi localitate (mai grosier, mai impur, mai puţin calcaros). Studiul loessului, devenit astfel destul de complex, poate aduce elemente extrem de preţioase pentru determinările condiţiilor paleogeografice.

În afară însă de diferenţierile proprii perioadei de depunere, au survenit şi cele ulterioare, astfel că tot mai frecvent se face distincţie între loessul primar sau propriu-zis şi loessul secundar remaniat, între loess şi depozitele loessoide etc. Uneori s-au luat drept loess roci analoge, îngreuind astfel comparaţiile şi sintezele.

Între rocile analoge loessului, sînt unele care provin din această rocă supusă transformărilor ulterioare, cum sînt: *lehmul loessian* sau loessul degradat, rezultat prin alterarea pe loc a părţii superioare a loesului prin procesele de solificare. Acesta are o culoare galben-roşiatică din cauza oxidării fierului sau negricioasă datorită humusului provenit din levigarea solului de deasupra şi se caracterizează

prin conținutul în genere mai mare în argilă, prin plasticitatea mai accentuată și porozitate mai redusă. *Loessul restratificat*, rezultat prin spălarea loessului propriu-zis de pe povîrnișuri de către apele de ploaie și șuvoaie, care-l transportă și-l depun pe fundul văilor sau în depresiuni, este mai puțin omogen, putînd conține și particule mari (chiar pietrișuri) antrenate în mișcarea lui, precum poate alterna chiar cu strate de nisipuri sau argile. Alte roci, cum sînt: *aluviunile loessoide, loessul lacustru* etc., se apropie doar prin conținut cu loessul, dar au proveniențe diferite, fiind în general stratificate (fie încrucișat, fie paralel), structură mai compactă și mai puțin poroasă, cuprinzînd și particule de dimensiuni mai mari.

A. Jahn, după cercetarea cîtorva profile din Cîmpia Română, scrie: „...Acest loess caracteristic pentru împrejurimile Bucureștiului se deosebește foarte mult de ceea ce noi în Polonia ne-am obișnuit să considerăm loess" (88).

Observațiile de mai sus arată pe de o parte existența mai multor feluri de loess pe de alta originea poligenetică a acestor formații. Studiile comparative din ultimii ani asupra loessurilor europene (remarcabil de exemplu al lui G. Haase (84) au arătat diferențieri însemnate între cele din regiunile mai secetoase (de exemplu Cîmpia Panonică) și cele mai umede (Bavaria). La fel corelările dintre depunerile humice în alte locuri decît cele loessiene sincrone sînt foarte importante. În afară de deosebirile dintre nordul și sudul continentului, se diferențiază astfel net cele din vestul și sud-estul lui, care prezentau condiții diferite. Cercetările, și mai ales coordonarea cercetărilor viitoare din diferitele țări ale lumii, vor putea să lămurească pe baze mai unitare de studiu nu numai modul în care au luat naștere aceste depuneri, ci și procesele care au conlucrat pentru a da această trăsătură comună datorită căreia formații de origini diferite să aibă acel aer de înrudire care le grupează la un loc.

Din cele relatate se poate vedea că formațiunile de loess, deși asemănătoare în multe privințe (dar nu identice), sînt roci poligenetice atît în ce privește procesele care le-au generat (eolian, aluvial, fluvio-glaciar, deluvial, proluvial etc.), cît și rocile pe seama cărora s-au format.

Încercînd o clasificare genetică a formațiunilor loessoide, K. I. Lukașiov (98) deosebește după așezarea lor: *loessurile eoliene*, localizate pe versanți, în cîmpii, pe văi și pe terase, *loessurile aluviale*, localizate pe văi și pe terase vechi, cele *fluvio-glaciare*, din cîmpii deltaice și sandre, cele *deluviale*, localizate pe piemonturi, cele *proluviale*, incluse în conuri de dejecție, cele *eluviale*, pe cumpene de apă și pe versanții în pantă slabă etc. La acestea adaugă și alte formațiuni loessoide de geneză mixtă (deluvio-proluviale, proluvio-eoliene etc.).

În ceea ce privește *vîrsta* loessului, nu există acord deplin între cercetătorii problemei. De pildă, pentru loessurile din Cîmpia Germană și valea Rinului, unii consideră că acestea s-au format în perioada de înaintare maximă a ghețarului nord-european (Soergel), alții că au continuat și în perioada postglaciară (Breddin) și destul de mulți sînt pentru vîrsta postglaciară a loessului (Müller, Tricart ș.a.). Luînd însă în considerare și formațiunile de loess din alte regiuni ale globului, dezvoltate în condiții diferite decît cele din Cîmpia Germană (de exemplu din R.S.S. Ucraineană, unde N. I. Dimitriev a dovedit în 1952 pe baza unui vast material faptic o strînsă corelație între principalele etaje de loess și perioadele glaciare Mindel, Riss, Würm, despărțite prin orizonturi de soluri fosile și turbă), se ajunge la concluzia generalizată

că formaţiile de loess s-au depus în pleistocen (cuaternarul inferior sau glaciar), continuînd pe alocuri, în funcţie de condiţiile locale de climă, şi în postglaciar.

Fără îndoială că şi în perioade geologice mai vechi au existat uneori condiţii prielnice depunerii de loess, cu timpul însă aceste vechi formaţii s-au transformat într-atît, încît ele au devenit lehmuri, gresii fine argiloase etc. Controverse îndelungate au existat însă între cei ce susţineau originea glaciară şi cei ce propuneau originea interglaciară a loessurilor. Printre cei dintîi care au pus în evidenţă paralelismul dintre perioadele glaciare de formare a loessului şi cele interglaciare de individualizare a benzilor de culoare mai închisă din profilele de loess considerate drept soluri fosile a fost W. Soergel. În vremea din urmă aceasta a devenit părerea aproape unanimă a cercetătorilor din acest domeniu. Dovezile neîndoielnice aduse în ultimii ani, pe baza urmelor de îngheţ peren şi de solifluxiune, conservate în depozite fosile sub forma unor pseudomorfoze ale loessului, arată că formarea acestuia a avut loc în perioadele glaciare cu îngheţ peren.

Nu trebuie totuşi să se neglijeze nici faptul că au fost date la iveală unele profile în care loessul se aşterne *deasupra* urmelor de îngheţ peren şi solifluxiune, dovedind astfel că depunerea loessului a putut continua şi după dispariţia îngheţului peren, deci după încetarea perioadei glaciare (este mai ales vorba de loessul eolian). Lucrurile nu sînt simple. Se cunosc exemple de îngheţ peren fosil care dăinuie şi astăzi la latitudini care nu-l justifică (de pildă în estul Siberiei), după cum este dovedită lipsa oricăror urme de îngheţ peren în locuri unde au existat cu certitudine gheţari. Pentru lămurirea acestor probleme, vor fi astfel necesare noi cercetări şi paralelizări.

Problema *solurilor fosile* dintre orizonturile de loess preocupă de asemenea pe mulţi cercetători. Este cert că ele marchează perioadele de încălzire interglaciară. Dar chiar în aceste perioade condiţiile climatice n-au fost peste tot la fel, nici ca umiditate, nici ca medie a temperaturii. Aşa se explică diferenţierile solurilor fosile aparţinînd aceleiaşi zone mari de loess. Pe alocuri ele fac parte din categoria cernoziomului (ajungînd în unele părţi din Ucraina pînă la 1—2% conţinut de humus), pe alocuri reprezentînd variante podzolice sau soluri aluviale de luncă, după cum se poate afla în diferite stadii de degradare şi modificări ulterioare. Şi grosimea lor variază în funcţie de tipurile genetice cărora aparţin. Oricum, schimbările climatice marcate prin existenţa orizonturilor de sol fosil[1] au indicat oamenilor de ştiinţă nu numai posibilitatea folosirii lor în determinările evoluţiei paleoclimatice, dar şi aceea ca pe baza lor să se încerce corelaţii cu vechimea şi deci cu datarea teraselor după numărul loessurilor şi al brîurilor de culoare închisă pe care le prezintă.

Mai mult decît alte roci, loessul trebuie privit ca o formaţiune în continuă transformare atît pe cale fizică printr-o „eroziune" specifică, la care conlucrează procesele de sufoziune (care creează un microrelief caracteristic pentru povîrnişuri) cu cele de tasare (care dau forme de relief caracteristice de platformă

[1] Analizele de spori şi polen din solurile fosile pot conduce şi la determinarea vegetaţiei din perioada formării lor, iar prin aceasta la o şi mai bună precizare a condiţiilor climatice contemporane (de exemplu poate trăda o vegetaţie xerofilă de stepă sau una de mlaştină sau existenţa unei vegetaţii arborescente de pin sau alte răşinoase).

de tipul crovurilor), cît şi pe cale chimică, biologică etc., care-l transformă necontenit în însăşi constituţia lui (cu diferenţierea păturii de sol, a orizonturilor de concreţiuni etc.).

Stadiul cercetărilor privitoare la loessul din România. Menţiuni asupra loessului şi depozitelor loessoide din ţara noastră s-au făcut încă înainte de 1890. Observaţiile mai de amănunt au început însă la 1892 prin unele lucrări ale lui Gr. Ştefănescu care împărţea formaţiunile cuaternare în diluviu cenuşiu, reprezentînd depozitele cu pietrişuri, şi diluviu galben, în care încadra depozitele echivalente loessului, dînd şi descrierea acestora din urmă în mai multe părţi din fostele judeţe Fălciu, Tutova, Covurlui, Ialomiţa etc., cu datarea lor pe baze paleontologice (105).

Împotriva tendinţei generale de a considera mai toate depozitele loessoide din ţara noastră ca fiind de origine eoliană, încă din 1903 Ion Simionescu (27) a arătat că în Moldova dintre Siret şi Prut acestea sînt „de natură fluvială" şi că trebuie privite ca „un lehm format de ape" în perioada topirii gheţarului nord-european. Între dovezile aduse pentru susţinerea acestei teze, menţiona şi un element periglaciar, anume „buzunarele" pătrunse din depozitul loessoid în nisipurile de dedesubt (fig. 66).

Cam în aceeaşi vreme, Emm. de Martonne, tratînd despre formaţiile loessiene din sudul ţării noastre, face constatarea că acestea sînt mai apropiate de caracteristicile lehmului şi că sînt mai subţiri în terasele Jiului, devin mai accentuat loessoide în terasele Oltului, pentru a trece spre estul Cîmpiei Române către un „loess tipic", mai gros, considerat eolian (93).

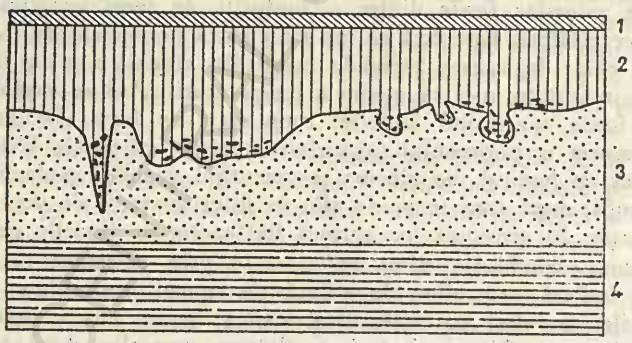


Fig. 66. — Buzunare periglaciare în lehmul loessoid din Podişul Moldovei (Ivăneşti — Vaslui) semnalate de I. Simionescu la 1903, ca dovadă a originii fluvio-glaciare. *1*, Sol; *2*, lehm; *3*, nisipuri; *4*, argile sarmatice.

După contribuţiile aduse de L. Mrazec, R. Sevastos ş.a. în studierea formaţiilor loessoide din ţara noastră, un salt însemnat s-a făcut prin cercetările lui G. Murgoci, foarte adîncite pentru primul deceniu al secolului nostru. În special lucrarea lui privitoare la climatul din România în cuaternarul tîrziu (95) poate fi considerată ca un studiu de bază în această problemă. El face

distincţie între depunerile din Moldova cu materiale aduse din locuri mai depărtate, asemănătoare cu cele din Cîmpia Nord-Europeană, şi cele din Bărăgan de origine locală, provenind din aluviunile cărate de rîurile Cîmpiei Române. Ca vîrstă le consideră pe primele ca mai vechi (cu *Elephas primigenius)*, pe cele din Muntenia ca mai recente. Pe baza unui amplu material faptic, este adîncită tratarea problemei benzilor de culoare închisă din profilele formaţiilor loessiene şi interpretate ca *soluri îngropate* sau *fosile*, avînd un conţinut mai bogat în humus (pe alocuri pînă la 3%). Succesiunea acestor benzi şi a „loessului" dintre ele este atribuită variaţiilor climatului cuaternar. Paralelizînd numărul acestor benzi în mai multe profile din Cîmpia Română, autorul trage concluzii interesante.

G. Vâlsan, E. Protopopescu-Pake, ş.a. reluînd cercetările legate de formaţiile loessoide din ţara noastră, au adus noi contribuţii îndeosebi în legătură cu procesele de tasare şi formele la care ele dau naştere (crovurile) sau, în raporturile cu solurile ce s-au individualizat pe seama lor.

Înaintea celui de-al doilea război mondial, studiile privitoare la depozitele loessoide din ţara noastră s-au orientat prin C. Brătescu (70) spre aplicarea numărului brîurilor de culoare închisă din profilele de loess la datarea teraselor (considerînd că loessul s-a depus în perioadele glaciare reci şi aride, iar solurile îngropate în perioadele interglaciare calde şi umede), iar prin S. Gogălniceanu (81) în direcţia analizelor chimice, mecanice şi microscopice, pe baza cărora el a putut stabili diferenţieri în compoziţia depozitelor loessoide din unele părţi ale ţării.

În 1954 s-a publicat (96) o revedere asupra bibliografiei privitoare la depozitele loessoide din ţara noastră, iar în cadrul cercetărilor asupra depozitelor cuaternare întreprinse de E. Liteanu s-au adus noi contribuţii pentru stabilirea vîrstei şi genezei depozitelor loessoide şi totodată noi precizări asupra repartiţiei teritoriale a acestor depozite în partea extracarpatică a României (90).

Pe baza cercetărilor întreprinse în ţara noastră, nu se poate stabili încă cu precizie originea aşa-numitului „loess" românesc. În orice caz originea eoliană susţinută mai înainte de majoritatea cercetătorilor este azi supusă discuţiilor. În prezent au cîştigat mai mult teren ipotezele după care unele din formaţiile noastre loessoide ar fi fost depuse prin ape. Geograful polonez A. Jahn afirmă că depozitele loessoide din preajma Bucureştilor nu prezintă caracteristicile loessului propriu-zis şi că după toate aparenţele ele ar fi fost „depuse de ape largi şi adînci" (88), spre deosebire de cele de pe valea Cîlniştei care se aseamănă mai mult cu loessurile poloneze, fiind chiar mai poroase şi mai bogate în carbonat de calciu decît acelea. În răspîndirea depozitelor cuaternare din ţara noastră, E. Liteanu face distincţie între „depozitele deluviale-proluviale loessoide" din Muntenia, Oltenia şi „depozitele loessoide de origine problematică" din Moldova cuprinsă între Siret şi Prut (93).

Pe baze paleontologice şi prin poziţia pe care o ocupă între celelalte formaţiuni cuaternare, depozitele loessoide au fost împărţite în : *vechi*, numite „depozitele intermediare", fiind cuprinse între nisipurile de Mostişte şi pietrişurile de

Colentina, sincrone perioadei Riss-Würm, şi *tinere*, aflate deasupra pietrişurilor de Colentina, sincrone perioadei de tranziţie pleistocen — holocen (93).

În ţara noastră depozitele loessoide ocupă regiuni de altitudine redusă, rareori depăşind 400 m (fig. 67). Cea mai mare extensiune o au în Cîmpia Română şi în continuare în Platforma Getică, fragmentar chiar şi în Subcarpaţi. Grosimea lor creşte treptat de la cîţiva metri în Oltenia (unde este foarte alterat şi se reazemă pe un sol fosil roşiatic) pînă la 20—30 m în estul Bărăganului, unde se observă 2—3 benzi de culoare închisă. În această parte a ţării se întîlnesc depozite loessoide vechi şi tinere.

În Dobrogea, depozitele loessiene vechi, frecvent cu peste 20 m grosime se apropie mai mult de caracteristicile loessului propriu-zis (fig. 68). În Moldova,

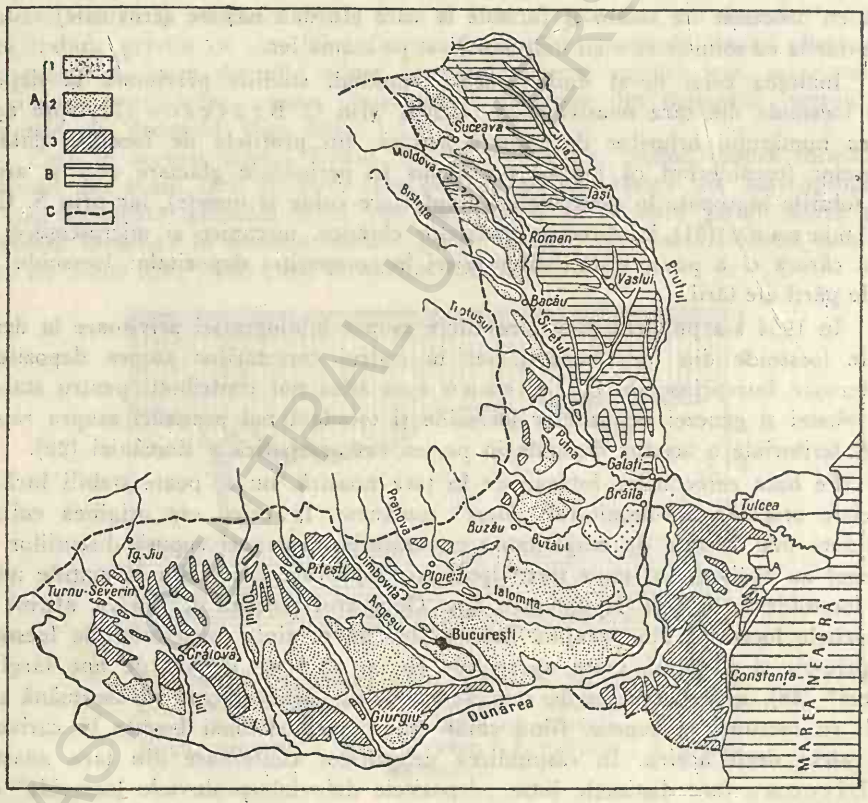


Fig. 67. — Răspîndirea formaţiunilor loessoide la sud şi est de Carpaţi (după E. Liteanu). A, Depozite loessoide deluvial-proluviale; *1*, holocene; *2*, Würm-Riss; *3*. Riss-Mindel; *B*, depozite loessoide de origine problematică (Riss-Mindel); *C*, limita zonei muntoase.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

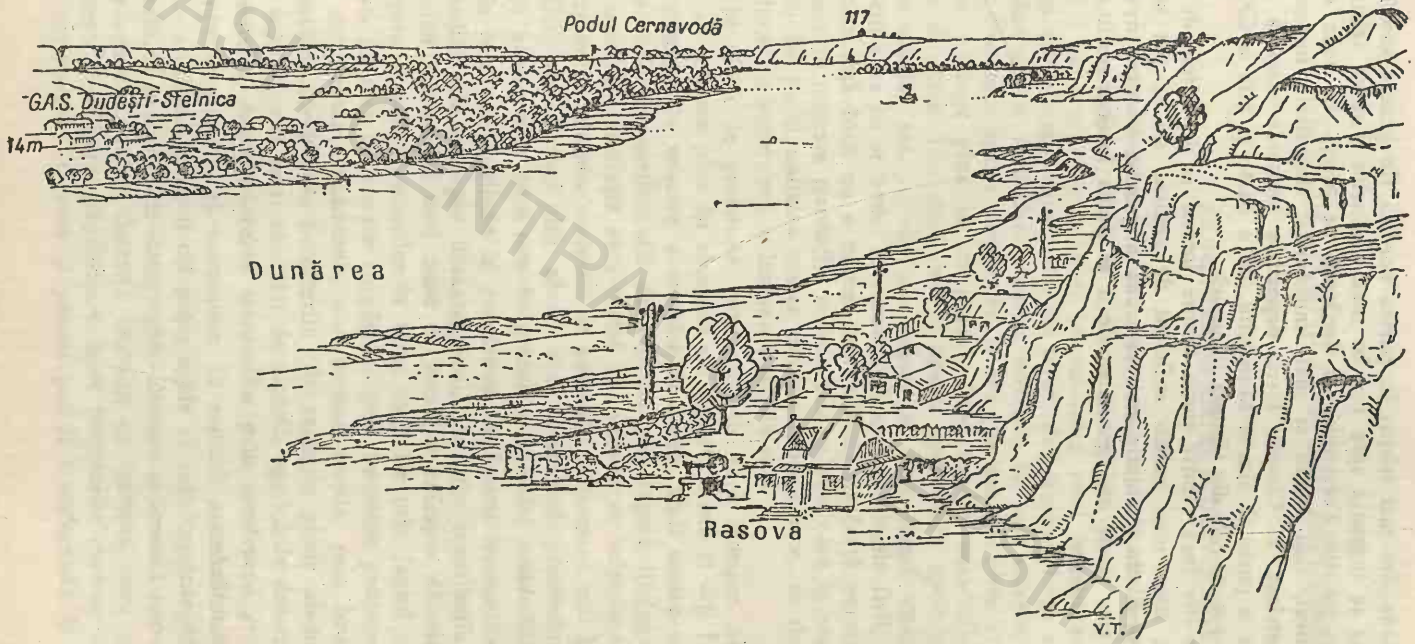


Fig. 68. — Malul dobrogean al Dunării săpat în loess (dreapta), cu abrupturile ce contrastează cu liniile calme ale „bălţii" din faţă (stînga).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

depozitele loessoide sînt mai subţiri în partea nordică (în genere sub 7—8 m în Cîmpia Jijiei) şi se îngroaşă spre sud în zona Colinelor Tutovii (atingînd grosime maximă în părţile Tecuciului, la Ionăşeşti pe Siret). În zona centrală a Podişului Moldovei, mai înaltă şi mai împădurită, depozitele loessoide ocupă porţiuni mai restrînse. În Cîmpia Tisei, depozitele loessoide acoperă părţile de cîmpie înaltă de o parte şi alta a Mureşului, de o parte şi alta a Crişului Repede, asemănîndu-se cu cele din Cîmpia Panonică.

Aşadar, se ştie încă relativ puţin despre loessul şi depozitele de loess din ţara noastră. În lipsa unui număr suficient de analize, nu se pot stabili nici liniile mari în probleme esenţiale cum este cea a genezei lor, cea a diferenţierilor teritoriale etc., şi de aici greutatea de a se putea încerca o cît de uşoară sinteză a datelor existente.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. III. PORNITURILE SAU DEPLASĂRILE DE TEREN

1. CONDIŢIILE APARIŢIEI ŞI DEZVOLTĂRII PORNITURILOR

Observaţii preliminare. La pornituri, mai mult decît la alte procese de degradare a terenurilor, mişcările datorite *gravitaţiei* joacă rol însemnat. Unii geografi (29) au acordat gravitaţiei însemnătatea unui factor unic, hotărîtor în generarea şi dezvoltarea deplasărilor de teren, deşi această forţă conduce de fapt întreaga dinamică a modelării scoarţei terestre, întrucît efectele ei se înregistrează şi la eroziunea apelor curgătoare, la cea glaciară etc. (doar eroziunea eoliană putîndu-i-se sustrage pînă la un punct), fiind aşadar caracteristică nu numai porniturilor de teren. Dar dacă ceilalţi agenţi modelatori, apele curgătoare, gheţarii, apele marine etc. se văd sau măcar se simt (cazul vîntului), gravitaţia este un agent care nu se vede, şi, constituind una din legile firii, a intrat atît de mult în obişnuinţă încît nu o putem intui direct. Ca forţă permanentă şi generală, ea pune în mişcare terenurile mobile sau pe cele care în urma dezagregării ori alterării îşi pierd unitatea masei devenind necoerente, se desprind de bază ajungînd lipsite de suport sau se înmoaie datorită apei.

Dar în afară de gravitaţie, care pîndeşte fără încetare, obligînd particulele libere să coboare pînă îşi recapătă un suport, există şi alţi factori care contribuie la punerea în mişcare a maselor de teren. Unii dintre aceştia rezidă în însăşi *constituţia terenurilor* atît de diferită sub raport litologic, ca structură, densitate, coeziune, fisuraţie etc., astfel că acestea se selecţionează în terenuri puternic expuse la anumite categorii de pornituri şi terenuri mai puţin sau de loc expuse. Alţii sînt factori din afară, din complexul proceselor rezultate din interferenţa geosferelor, cum este în primul rînd *rolul umidităţii*.

Unele procese contribuie la *pregătirea* deplasării terenurilor fie prin fărîmiţarea rocilor (de exemplu dezagregarea), fie prin contribuţia pe care o au la înlăturarea reazemului unei mase de roci (de exemplu datorită apelor subterane, ori prin eroziunea valurilor la ţărm etc.), fie prin faptul că provoacă trecerea masei de roci la o stare curgătoare prin înmuiere puternică. Alte procese constituie determinanţi ocazionali, dar tocmai aceştia, prin bruscheţea cu care intră în acţiune, *dezlănţuie* porniturile (de exemplu ploile abundente, dezgheţul însoţit de topirea unei mari cantităţi de zăpadă, zguduirile datorite unor explozii sau cutremurelor, supraîncărcarea terenurilor prin construcţii grele etc.).

Porniturile au o largă extensiune. În condiţii asemănătoare celor din ţara noastră, ele afectează teritorii cel puţin egale cu cele cuprinse de eroziunea apelor. Cu toate că procesele de dezagregare-alterare acţionează aproape pretutindeni pe faţa pămîntului, totuşi datorită faptului că lucrează lent, pe nesimţite, ele sînt în genere mai puţin păgubitoare decît porniturile care se dezlănţuie uneori în forme catastrofale. Ogoare şi păşuni pot fi transformate în terenuri nepro-

ductive datorită deplasărilor de teren; clădiri şi construcţii pot fi distruse, canaluri şi reţele de înaltă tensiune întrerupte, căi ferate şi şosele moderne deplasate sau răsturnate datorită aceloraşi procese. Prin rostogolirea stîncilor în defilee, prin surparea unor părţi de tunele, prin tasarea unor terasamente etc., porniturile pot provoca chiar victime omeneşti. Se citează cazuri cînd trenuri de pasageri au fost îngropate în deblee şi strivite sub presiunea maselor alunecate (122). Se citează de asemenea cazuri ca în provincia Belluno din Italia de nord în octombrie 1963, cînd alunecările au provocat rupturi în marele baraj de pe rîul Piave, considerat printre cele mai înalte din lume (265 m), cauzînd revărsări care au distrus în aval numeroase localităţi, printre care şi oraşul Langarone, pricinuind moartea a 4 000 de persoane. Iată pentru ce considerăm justă afirmaţia după care pagubele rezultate de pe urma alunecărilor întrec pe cele cauzate de cutremure.

Numai teritoriile cu înclinare mai mică de 6—10°, ceea ce corespunde platformelor larg ondulate şi cîmpiilor, rămîn ferite de deplasări de teren, cu toate că unele forme de pornituri (tasările, sufoziunea) se manifestă chiar în asemenea ţinuturi. În măsura în care panta terenurilor creşte, procesele din grupa porniturilor acţionează cu mai multă intensitate, exercitîndu-se chiar şi asupra rocilor celor mai tari la povîrnişuri ce se apropie sau depăşesc 45°.

Există multe feluri de pornituri. Între ele, mai cunoscute sînt: surpările, tasările, sufoziunea, curgerile de noroi, alunecările etc. Dintre acestea, alunecările de teren au o atît de mare răspîndire şi provoacă atîtea neajunsuri, încît unii cercetători, pierzînd din vedere ansamblul din care ele fac parte, au folosit în mod nejust termenul de alunecări pentru întreaga grupă a porniturilor.

De multe ori diversele tipuri de pornituri se produc independent unul de altul, adesea însă ele se condiţionează reciproc şi se îmbină laolaltă. Astfel alunecările sînt descori întovărăşite de surpări în trepte, surpările la rîndul lor se leagă uneori cu tasările etc. Unele deformări, cum sînt crăpăturile şi tasările precedă alunecările. Însăşi această asociere complexă arată înrudirea proceselor ce se grupează în categoria porniturilor, cu toată marea varietate de forme ce rezultă şi cu tot numărul mare de factori ce intră în acţiune pentru dezlănţuirea acestora. Deplasările de teren sau porniturile trebuie astfel cercetate în întreaga lor complexitate, chiar dacă necesităţile practice şi chiar cele teoretice (de cunoaştere amănunţită în raport cu factorii care le generează pe fiecare) impun separarea de tipuri.

Dacă multă vreme, în literatura de specialitate a unor ţări, diferitele procese de deplasare a terenurilor se tratau separat unele de altele sau în asocieri uneori cu totul artificiale, de cîteva decenii — cu deosebire în ţările în care s-au acumulat o bogată experienţă şi un vast material faptic privind aceste procese de deformare şi distrugere a maselor de pămînt — s-a trecut la îmbinarea lor într-un întreg şi chiar la folosirea unui termen general şi cuprinzător pentru această categorie. În bibliografia străină şi-a făcut loc în genere termenul care exprimă deplasarea în masă a terenului (*mouvement de masse* în franceză, *mass wasting* în engleză, *Massenabwanderung* sau *Massenbewegung* în germană, *peremeşcenie zemlianih mass* în limba rusă). În ţara

noastră a fost propus (134) şi s-a introdus de acum cîteva decenii termenul popular românesc de *pornituri*, care este în acelaşi timp foarte sugestiv şi cuprinzător pentru întreaga mare categorie a deplasărilor de teren.

★

Studierea pornitiurilor a început relativ tîrziu, abia în ultimele decenii ale secolului al XIX-lea. Primele cercetări ce se citează în tratatele de specialitate sînt cele ale geologului elveţian Albert Heim din 1881 (123), determinate de catastrofa de la Elm (Elveţia), unde, din pricina săpării unei cariere care submina un povîrniş al muntelui Schingel, o masă stîncoasă de circa 10 milioane m³ s-a prăbuşit cu mare viteză la vale, nimicind totul în calea ei pe o lăţime de 1,5 km, iar datorită repeziciunii mişcării a urcat şi pe povîrnişul opus încă vre-o sută de metri. Au fost distruse atunci 83 de case şi au fost ucişi peste 100 de oameni. Totul s-a petrecut în mai puţin de două minute. Sfărîmăturile blocului rupt din munte s-au răspîndit pe o suprafaţă de 89 ha (fig. 69). Această catastrofă a fost un semnal de alarmă pentru ştiinţă, care venea să dea explicaţia reală a unei întregi categorii de fenomene dezlănţuite nu pe baze miraculoase, cum se crezuse veacuri de-a rîndul, ci datorită unor cauze care pot fi cunoscute şi în parte chiar prevenite.

În deceniile următoare, problema deplasărilor de teren a început să preocupe în măsură tot mai mare pe geografii şi geologii din Italia, unde, ca urmare a defrişărilor produse în decursul timpului, asemenea fenomene, mai ales din categoria alunecărilor de teren, luaseră proporţii îngrijorătoare. Lucrările lui D. Pantanelli după 1890 şi mai ales ale lui R. Almagia după 1900 (109)

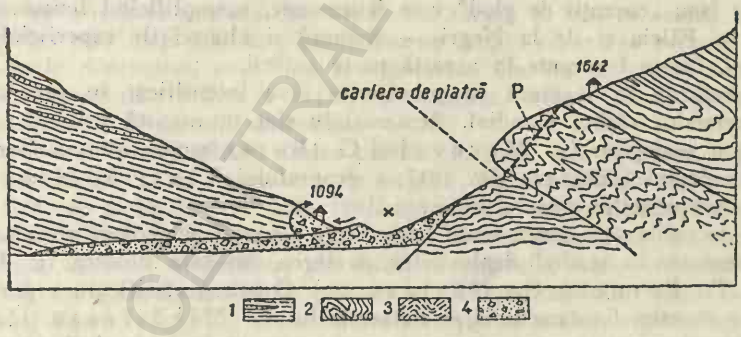


Fig. 69. — Surparea de la Elm (Elveţia) din 1881 (după A. Heim). *P*, Porţiunea surpată de deasupra carierei ; ×, locul satului acoperit cu sfărîmături ; *1*, fliş normal (gresii şi şisturi) ; *2*, Wildfliş ; *3*, straie de Blattengrab ; *4*, sfărîmături.

au adus însemnate contribuţii la cunoaşterea cauzelor ce provoacă alunecările, a mecanismului desfăşurării lor şi a categoriilor de forme ce rezultă, punînd astfel bazele unui important capitol al geomorfologiei.

Cercetările privind porniturile de teren au început de timpuriu şi în Rusia, unde ştiinţa solului luase o mare dezvoltare încă de la sfîrşitul secolului al

XIX-lea. Cea dintîi lucrare despre porniturile din categoria alunecărilor, datorită lui A. P. Pavlov în 1902, a încercat o clasificare a acestora în : alunecări glisante sau delapsive şi alunecări împingătoare sau detrusive (144), după care au urmat multe alte cercetări. Un nou impuls capătă cercetările privitoare la pornituri după 1930, cînd, adunîndu-se un amplu material de teren, s-a putut trece la unele sinteze, la clasificări şi la propunerea de metode de combatere. Printre cercetătorii mai reprezentativi care au lucrat în acest domeniu, menţionăm pe A. M. Frolov, de la care avem o analiză multilaterală a deplasărilor de teren şi a măsurilor pentru asigurarea stabilizării terenurilor mişcătoare (122).

Importanţa practică pe care au căpătat-o în vremea din urmă pe plan mondial cercetările de geomorfologie legate de procese de pantă a făcut ca în studiile mai noi să se treacă la metode de precizie care să poată da indicaţii folosite direct în proiectare. Este meritul inginerului-geograf brazilian V. R. Leuzinger de a fi introdus în 1948 metodele mecanicii în studiul versanţilor, îndeosebi în legătură cu rezistenţa şi stabilitatea acestora (128), deschizînd prin aceasta drumuri noi de cercetare pentru geomorfologia aplicată. Problema astfel pusă a fost reluată de şcoala franceză de geomorfologie dinamică prin J. Tricart, J. M. Avenard ş.a.

În ţara noastră cercetările au început de mai bine de jumătate de secol, cam în aceeaşi vreme cu primele cercetări întreprinse în Italia şi Rusia. Între cele mai vechi lucrări din acest domeniu, trebuie menţionate cele ale lui Ion Simionescu referitoare la Podişul Moldovei dintre Siret şi Prut (27), unde diferenţiază încă din 1903 mai multe tipuri de pornituri : *surpările* (descriind pe cele produse în calcarele *Lithotamnium* de pe malul Prutului între Rădăuţi şi Mitoc), *alunecările* (menţionate ca mai frecvente în depresiunile Jijiei şi Bașcului), *curgerile noroioase* (sau „curenţii de glod" cum îi numeşte, exemplificînd fenomenul de la Buneşti — Fălciu şi de la Negri — Roman) şi alunecările superficiale de tip *solifluidal*, foarte frecvente în această parte a ţării.

Cercetările în legătură cu porniturile s-au intensificat în preajma şi în timpul primului război mondial. Remarcabile sînt în această privinţă : lucrarea din 1915 a geologilor G. Macovei şi G. Botez asupra alunecărilor din bazinul Rîmnicului (129), cea din 1917 a geografului Vintilă Mihăilescu asupra împrejurimilor oraşului Botoşani (132) etc.

În deceniile următoare mulţi cercetători geografi şi geologi au adus contribuţii însemnate la studiul deplasărilor de teren din ţara noastră (I. P. Voiteşti, T. Porucic, G. Năstase ş.a.). O primă clasificare a porniturilor, pe care o socotim fundamentală se datoreşte lui V. Mihăilescu (134), care a urmărit desfăşurarea acestor procese în mai multe regiuni ale ţării. O vedere de întreg asupra alunecărilor, cu o bogată exemplificare din ţara noastră, ne-a dat V. Dragoş în 1957 (121).

Dacă porniturile în genere trebuie privite ca rezultatul unei deranjări a stării de echilibru în masa rocilor care alcătuiesc povîrnişurile, aceasta se poate datora unor condiţii specifice însăşi rocii sau unor cauze din afară, cum ar fi umezirea puternică, zguduirile etc. Iată de ce, pentru a urmări diferitele procese datorită cărora rezultă porniturile, este necesar să cercetăm în prealabil în ce măsură condiţiile constituente ale maselor de roci pot agrava sau frîna dezvoltarea porniturilor, care este rolul umezirii în generarea şi desfăşurarea acestor pro-

cese şi, în sfîrşit, influenţele pe care le pot avea unele cauze mecanice din afară de felul zguduirilor, supraîncărcării terenurilor etc. Pe lîngă acestea va trebui să se analizeze rolul hainei vegetale şi în special acela al pădurii şi dezechilibrul produs prin defrişări.

Condiţiile constituente ale terenurilor. Ele prezintă o deosebită însemnătate nu numai în generarea, dar în mare parte şi în determinarea categoriilor de pornituri ce iau naştere. Astfel, rocile nelegate, de felul nisipurilor, pietrişurilor etc., care sînt cel mai viguros atacate de eroziunea apelor curgătoare, dau naştere la pornituri din categoria *nisipurilor curgătoare* şi destul de frecvent la *tasări*. Rocile legate din categoria argilelor, argilelor nisipoase, marnelor etc. dau cele mai ample *alunecări de teren* şi *curgeri noroioase*, după cum cele poroase din categoria loessurilor dau cele mai expresive forme de *sufoziune* şi de *tasare*. Nici chiar rocile stîncoase tari ca granitele, gnaisele, calcarele dure etc. nu sînt cu totul cruţate de procesele de pantă din categoria porniturilor. Fiind atacate prin dezagregare-alterare, rezultă particule ce se desprind şi, antrenate de gravitaţie sub formă de *rostogoliri*, dau naştere la grohotişuri, iar prin subminare generează *surpări*. Rocile stîncoase moi de felul gipsului, unele calcare şi gresii friabile, şisturile menilitice etc. sînt atacate în diferite forme de pornituri, începînd prin *încovoierea capetelor de strate* pînă la *alunecările* de mari proporţii.

Pentru a înţelege mai bine cum constituţia însăşi a rocilor creează în situaţii date condiţii propice dezvoltării porniturilor, este necesar să urmărim acele proprietăţi ale rocilor care înrîuresc direct asupra proceselor din categoria porniturilor.

În geomorfologia aplicată, studii privitoare la mecanica terenurilor (sau mecanica solurilor în bibliografia franceză), bazate pe cunoaşterea rezistenţei materialelor, cu orientare specială spre rezistenţa rocilor şi mai cu seamă a complexelor de roci care alcătuiesc de fapt terenurile asupra cărora se exercită în realitate procesele distructive, ocupă un loc însemnat. Dar în ce constă rezistenţa şi stabilitatea terenurilor? Pentru stabilirea acestora, trebuie să se pornească de la o întreagă serie de însuşiri ale rocilor.

Coeziunea, adică legătura dintre particulele rocii, este cea care imprimă rezistenţa terenurilor la o deplasare şi la rupere[1]. Ea poate varia mult, de la rocile cu coeziune mare de felul andezitelor, bazaltelor care cedează greu la deformări putînd păstra îndelung abrupturi pînă la verticală, pînă la rocile lipsite de coeziune de felul nisipurilor, pietrişurilor, care sînt lesne erodate, dau surpări şi terenuri mişcătoare chiar numai la suflarea vîntului. Între aceste extreme, una dintre categoriile intermediare este şi cea a rocilor *pseudocoezive* din care fac parte argilele şi marnele, care se comportă în mod variat: cîtă vreme sînt uscate, prezintă însuşiri de roci coezive, cînd se îmbibă însă cu apă îşi pierd coeziunea şi ajung lesne mişcătoare. Faptul se explică prin procesul de umflare, deci de mărire a dimensiunilor porilor, ceea ce are drept urmare dispariţia forţei de întindere superficială a apei peliculare şi scăderea pînă la dispariţie a

[1] În raport cu caracteristicile ei, coeziunea reală reprezentată prin atracţia moleculară dintre particule (care e cu atît mai mare, cu cît roca este alcătuită din particule mai fine, care măresc suprafaţa specifică) se deosebeşte de *coeziunea aparentă*, care se datoreşte umidităţii (creează tensiunea superficială prin pătrunderea apei în micile spaţii dintre particule).

forțelor capilare. Ajunse astfel în stare plastică sau chiar fluidă, argilele și marnele sau depozitele prăfoase devin curgătoare (fig. 70). Prin această însușire, argilele și marnele sînt rocile în care alunecările de teren își găsesc cel mai vast domeniu de acțiune.

Loessul și formațiile loessoide posedă o însemnată forță de coeziune, însă numai în direcția verticală, pe orizontală această forță este aproape nulă. Această proprietate a loessului explică povîrnișurile abrupte la care dă naștere, tăierea lui pe verticală și extensiunea mare a proceselor de sufoziune și tasare care se produc în această rocă.

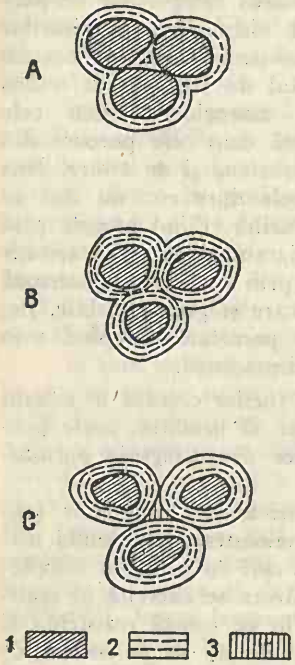


Fig. 70. — Dispariția coeziunii dintre particulele rocii prin umezire (caracteristică la rocile pseudocoezive) (după J. M. Avenard). *A*, în stare solidă (nebătătorită); *B*, în stare plastică; *C*, în stare fluidă; *1*, particulă de rocă; *2*, apa adsorbită; *3*, apa interstițială.

Forța de coeziune a rocilor scade o dată cu deranjarea structurii lor prin strivire, presiune, zguduiri etc., ceea ce are drept consecință reducerea stabilității terenurilor respective. De asemenea schimbarea alternativă a umezirii și uscării terenurilor — așadar schimbarea alternativă a volumului acestora — duce la afînarea lor, la scăderea coeziunii și deci a stabilității lor.

Unghiul de frecare interioară pe care-l prezintă particulele rocilor la contactul dintre ele cînd nu există coeziune stă în raport direct cu densitatea, fiind mai redus în terenurile afînate sau deranjate, cum sînt cele mai multe dintre depozitele deluviale, proluviale sau coluviale. De asemenea, depinde de mărimea particulelor constituente ale rocilor, fiind mai accentuat la rocile cu granulație mare, dispunînd de mai multe puncte de contact între ele. Terenurile microgranulare de felul argilelor sau marnelor, posedă un redus unghi de frecare interioară, care scade și mai mult prin umezire. Cînd roca se îmbibă cu apă pînă la saturație, unghiul de frecare interioară se micșorează la jumătate din valoarea inițială, reducînd astfel mult însăși stabilitatea rocii. Amestecurile organice de felul humusului duc la slăbirea acestei forțe și totodată și a legăturii particulelor terenului.

Este interesant de menționat și fenomenul cunoscut sub numele de *lipirea reciprocă* a particulelor din cuprinsul unora din roci, care se produce la uscarea acestora după o umezire puternică și care suplinește în oarecare măsură micșorarea coeziunii. Lipirea reciprocă este mai accentuată în terenurile cu conținut însemnat în particule argiloase fine și coloidale. Ea se mărește la coagulare sau la rehidratarea terenurilor. Particulele tari de rocă nu sînt lipicioase, ba chiar se resping între ele atunci cînd posedă sarcină electrică de același fel.

Compoziția granulometrică a rocilor, adică felul și mărimea particulelor componente, are un rol însemnat în stabilitatea terenurilor. În genere, formațiunile

macrogranulare, cu toată coeziunea lor mai redusă, dau rocilor o mai mare stabilitate datorită pe de o parte permeabilității lor, pe de altă parte unghiului de frecare internă mai mare. De aceea, terenurile alcătuite din bolovani, pietre mari, galeți și chiar prundiș nu oferă condiții favorabile pentru dezlănțuirea pornitu-rilor. Dimpotrivă, rocile microgranulare de felul argilelor, argilelor nisipoase sau prăfoase, ale căror particule au dimensiuni sub 0,25 și chiar sub 0,005 mm, sînt cele mai propice dezvoltării porniturilor, mai cu seamă sub formă de alunecări. Acestea se datoresc faptului că în cuprinsul lor se produc schimbări importante ale proprietăților și stării lor prin creșterea umidității și prin producerea înghețului.

Cercetările tehnologice arată că nu numai *dimensiunile* granulelor, ci și *forma* și *poziția* pe care o au unele față de altele prezintă o importanță deosebită pentru stabilitatea terenurilor. Dintre cele trei categorii de granule ce se deosebesc în alcătuirea rocilor — separate (nisipuri, pietrișuri), celulare sau flocoase (caracteristice pulberilor și mîlurilor), spongioase sau în fulgi (caracteristică argilelor) —, cea de-a doua urmată de cea de-a treia, suferă cel mai mult sub influența apei, dînd mari și periculoase deplasări de teren.

De asemenea, cu cît forma particulelor este mai neregulată, cu atît formațiunea respectivă — datorită unghiului de frecare internă mai mare — este mai stabilă. Astfel, de exemplu, rocile cu granulație lamelară sau solzoasă prezintă obișnuit o elasticitate și flexibilitate mai mare, invers decît cele cu granulație sferică, ce dau terenuri friabile și instabile.

Porozitatea rocilor are un rol și mai mare în dezvoltarea porniturilor, întrucît aerul din porii acestora poate fi înlocuit cu apă, ceea ce duce la modificarea volumului lor, avînd ca urmare *afînarea* rocii. Prin afînare se creează o mai mare receptivitate la pătrunderea umezelii, ceea ce poate duce — în anumite condiții specifice — pînă la transformarea rocii în stare curgătoare[1] sau în stare de *comprimare* și, ca urmare, la pierderea totală a stabilității terenului. Iată de ce acoperirea povîrnișurilor cu depozite afînate (de exemplu formațiuni deluviale) reprezintă condiții favorabile deplasărilor de teren, sub formă de curgeri de noroi, alunecări etc., iar în cazul comprimării la tasări.

Porozitatea terenului crește în timpul dezghețului și cu deosebire în perioadele de dezgheț rapid, ceea ce explică frecvența mare a pornirii alunecărilor și curgerilor de noroi o dată cu desprimăvărarea. Menționăm de asemenea că, între diferitele formațiuni de cuvertură solul vegetal prezintă porozitatea cea mai accentuată și ca urmare o instabilitate mai mare pe pante accentuate, ceea ce explică larga răspîndire a deplasărilor păturii de sol (sub forma alunecărilor de brazde, cărăruilor de oi, solifluxiunii), mai cu seamă cînd acestea se reazemă pe un strat bine diferențiat.

În legătură cu receptivitatea la umiditate, s-a constatat că terenurile cu conținut în cationi ai metalelor monovalente K și Na, la porozitate egală sînt capabile să absoarbă cea mai mare cantitate de umezeală, să se umfle și să se înmoaie pînă la curgere, pe cînd formațiunile cu cationi ai metalelor trivalente Al, Fe sînt cele

[1] Adăugarea de nisipuri în formațiunile argiloase înmuiate pînă la curgere, urmărește fixarea acestora prin compactizare. Se explică de ce argilele nisipoase au o stabilitate mai mare decît cele fără conținut de nisipuri.

mai puţin receptive la hidratare, dînd prin aceasta o stabilitate mai accentuată terenurilor respective.

Permeabilitatea sau capacitatea de infiltrare a apei prin porii rocii este de asemenea determinantă pentru o întreagă categorie de pornituri (pornituri umede). Ea depinde de densitatea şi dimensiunile porilor rocii şi se determină prin cantitatea de apă scursă în unitatea de timp printr-o secţiune a rocii. Permeabilitatea este mai accentuată în rocile macrogranulare sau în cele afînate, deoarece golurile de dimensiuni mari ale acestora înlesnesc circulaţia apelor. Cele mai permeabile sînt terenurile macrogranulare nelegate, de felul galeţilor, prundişului, nisipurilor mari. Terenurile microgranulare, chiar cînd posedă o porozitate accentuată, sînt greu permeabile din pricina fineţii porilor.

Pentru calcularea coeficientului de permeabilitate există formula lui Darcy (aplicată de autor încă de la 1856), în care viteza de scurgere v este egală cu coeficientul de permeabilitate k înmulţit cu gradientul hidraulic i (care reprezintă pierderea de încărcătură pe distanţa măsurată în sensul scurgerii), adică

$$v = k \cdot i.$$

Pentru geomorfologia aplicată, cunoaşterea coeficientului de permeabilitate are o deosebită însemnătate în determinarea cantităţii de apă ce se infiltrează într-un anume strat şi pentru stabilirea limitelor de lichefiere şi plasticitate (111).

Permeabilitatea este mare la prundişuri (0,25 — 0,45 coeficient de permeabilitate), la nisipuri cu firul mare (coeficient 0,25 — 0,35), mai scăzută la gresii (0,10) şi foarte redusă la argile, care au în genere bobul fin şi omogen (0,04 — 0,009), şi aproape nulă în rocile compacte de felul bazaltelor şi calcarelor (0,015 — 0,005).

Argilele se caracterizează astfel prin impermeabilitate accentuată, care creşte în măsura în care se impregnează cu apă (în stare plastică devin aproape absolut impermeabile). Prin această însuşire se explică de ce rocile permeabile absorb repede apa, dar o cedează tot repede, în vreme ce rocile impermeabile absorb apa mai îndelung (argilele pot primi apă în cantitate egală cu jumătate din greutatea lor iniţială), dar o cedează greu. În felul acesta, dacă prin nisipuri apa trece ca printr-un ciur, prin argile nu trece de loc sau trece anevoie. Numai după ce se îmbibă bine cu apă — ceea ce le face să se umfle — argilele, socotite cele mai puţin permeabile dintre roci, ajung de fapt impermeabile, dar nici atunci complet impermeabile, întrucît, aflîndu-se în strat liber, ele lasă totuşi picăturile de apă să curgă. Numai cînd stratul de argilă este intercalat între două strate rezistente, care împiedică umflarea argilei la îmbibare cu apă, aceasta ajunge total impermeabilă, nemaiîngăduind trecerea apei în stratele inferioare. Lucrul acesta are o însemnătate deosebită pentru regiunile cu strate de argile intercalate între orizonturi de alte roci (de exemplu gresii), întrucît dezlănţuie o acţiune de împingere care poate provoca alunecări de teren de mari proporţii.

Accentuata impermeabilitate a argilelor se datoreşte în mare măsură coloizilor minerali, după cum cea a humusului se datoreşte coloizilor organici. La umezire coloizii se umflă în detrimentul porilor, ceea ce explică scăderea progresivă a permeabilităţii. Întrucît însă îngustarea porilor se produce în prezenţa apei le-

gate din rocă, aceasta neputînd fi dizlocuită cu uşurinţă, are loc umflarea rocii însăşi. Acest fenomen duce la zdruncinarea — deseori violentă — a stabilităţii terenului alcătuit din roci impermeabile. Povîrnişurile argiloase sînt mai totdeauna pline de neregularităţi, avînd un microrelief caracteristic, cunoscut în Moldova sub denumirea de *hîrtoape*.

Higroscopicitatea, adică însuşirea rocilor de a absorbi şi reţine apa, caracterizează în grad mai înalt formaţiunile cu granulaţie fină. Terenurile cu higroscopicitate accentuată îşi schimbă mai mult consistenţa înmuindu-se puternic la umezeală, pierzîndu-şi astfel stabilitatea. Argilele au higroscopicitatea cea mai ridicată, variind între 40 şi 74%. Nisipul microgranular fin are între 29 şi 30% higroscopicitate, iar cel macrogranular compact 9 pînă la 20%. În stare uscată argilele au o compactitate mare. Umezite, îşi schimbă consistenţa, se înmoaie dînd naştere la deplasări. Loessul, care de asemenea absoarbe o mare cantitate de apă, îşi pierde coeziunea şi structura, dînd naştere la tasări.

Plasticitatea rocilor explică unele dintre formele pe care le iau deplasările de teren. Ajunse în stare plastică, rocile îşi pierd elasticitatea, suferă deformări fără modificarea volumului, iar în masa aflată în această stare particulele componente capătă o altă redistribuire.

Argilele şi argilele nisipoase au o plasticitate cu atît mai mare, cu cît cuprind particule coloidale în proporţie mai mare. Uscate, argilele ajung complet lipsite de plasticitate şi crapă. La începutul unei umeziri puternice, ele devin vîscoase şi lipicioase, ceea ce face deplasarea anevoioasă ; aceasta este însă o stare propice pentru intensificarea umezirii pînă la lichefiere, deci pînă la starea de curgere. Nisipurile, dimpotrivă, nu dispun de loc de plasticitate, iar la saturare cu apă trec direct în stare fluidă.

Pentru determinarea plasticităţii rocilor se foloseşte *indicele de plasticitate*, care este dat de diferenţa dintre umiditatea necesară atingerii limitei de curgere (sau de lichefiere) şi a celei necesare pentru limita inferioară a plasticităţii. Conform acestu indice, argilele au plasticitatea de peste 17%, argilele nisipoase între 7 şi 17%, nisipurile argiloase 1—7%, iar nisipurile sub 1% (2).

În stare de lichefiere terenurile îşi măresc volumul şi greutatea volumetrică, îşi micşorează densitatea, în acelaşi timp forţele de frecare internă şi deci rezistenţa şi capacitatea portantă devenind curgătoare. Ele se deformează uşor fără a se rupe, alunecînd pe pante. Dar pentru pierderea stabilităţii terenurilor nu este indispensabilă o umiditate ridicată, alunecările putînd lua naştere chiar la o umezire relativă, cînd acestea ajung la limita plasticităţii (cînd roca are un conţinut în apă sub care pelicula lichidă ce învăluie fiecare particulă nu mai prezintă caracterul apei libere), întrucît chiar în această situaţie tensiunea capilară este foarte sensibilă. O mare înrîurire asupra stabilităţii terenurilor o au formaţiunile alcătuite din succesiuni de strate de permeabilităţi diferite, prin acumularea apelor pe liniile de contact dintre acestea şi prin comportarea diferită a stratelor la umezire.

Fisurile şi crăpăturile rocilor au de asemenea o mare influenţă asupra instabilităţii terenului. Ele îi distrug integritatea prin fărîmiţare şi afînare, ceea ce micşorează forţele de coeziune şi unghiul de frecare internă. Starea aceasta se agravează în cazul fisurilor întretăiate sau al crăpăturilor paralele cu suprafaţa povîrnişului. Fisurile şi crăpăturile slăbesc de asemenea reazemul natural al terenului, dîndu-i posibilitatea de a se desprinde şi de a aluneca, ori a se supra-

În afară de aceasta, reţeaua de crăpături înlesneşte pătrunderea în adînc a apelor atmosferice şi superficiale, ceea ce duce la umezirea terenului şi prin aceasta la slăbirea coeziunii şi deci a stabilităţii lui. Pe drept cuvînt se poate afirma că o fisuraţie accentuată transformă rocile impermeabile în roci permeabile, creîndu-se în interiorul lor adevăraţi curenţi de circulaţie a apelor. Datorită acestei circulaţii, fisurile şi crăpăturile se astupă cu o depunere mai moale, de obicei argiloasă, cu rol lubrifiant, căci menţine întotdeauna o umiditate mai mare decît restul rocii, care provoacă alunecarea terenurilor.

Structura, adică modul în care stau orînduite particulele rocii, are de asemenea importanţă în dezlănţuirea proceselor de alunecare. În rocile masive apa rămîne la suprafaţă sau pătrunde anevoie în interior. La cele alcătuite din strate, dimpotrivă, apa pătrunde cu înlesnire în adînc pe feţele de stratificaţie. Cînd o formaţiune de teren prezintă stratele înclinate puternic sau cînd acestea alcătuiesc o succesiune de strătuleţe subţiri şi diferenţiate sub raport litologic, posibilităţile de îmbibare cu apă se măresc foarte mult, slăbind forţa de coeziune pe feţele de contact dintre strate, uşurînd astfel pătrunderea apelor atmosferice şi superficiale. În felul acesta terenurile alcătuite din roci şistoase au o deosebită predispoziţie pentru alunecări.

Rolul umidităţii. Deosebit de însemnată, intervenţia apei este indispensabilă în generarea unei întregi categorii de pornituri de felul alunecărilor, curgerilor de noroi etc. Lipsa apei face ca nici condiţiile de rocă să nu ofere mediu prielnic dezvoltării alunecărilor. Astfel, argilele uscate se comportă în ţinuturile aride ca nişte roci tari, stabile, asupra cărora lucrează doar denudaţia prin procese de şiroire (dînd la iveală creste în ferăstrău cunoscute prin termenul de *badlands)* şi eroziune eoliană, dar nu prin alunecări, care se dezvoltă la maximum în aceeaşi rocă atunci cînd este puternic umezită (fig. 71).

În roci şi în depozitele de cuvertură apa se întîlneşte sub mai multe forme. Ca *apă gravitaţională liberă* sau *de îmbibare (Tränkwasser)* umple parţial sau total interstiţiile supracapilare ale rocii, precum şi fisurile şi crăpăturile acesteia, putînd circula liber (de unde şi denumirea ei *free water)* sau forma pe alocuri pungi de apă. Sub zero grade aceasta îngheaţă. *Apa capilară* se ridică prin porii fini ai rocilor deasupra nivelului freatic din care se alimentează. Ea poate îmbiba pînă la saturare unele orizonturi ale terenurilor, dar nu poate fi extrasă prin drenaje. Ambele categorii au mare însemnătate asupra stabilităţii terenurilor.

Apa în stare de vapori pătrunde o dată cu aerul atmosferic sau prin evaporarea apelor freatice, umplînd porii rocii. Ea se extinde treptat spre părţile cu cantitate mai redusă de vapori şi temperatură mai joasă. Prin condensare pe particulele reci — unde este atrasă de forţele moleculare —, aceasta devine *apă higroscopică* şi produce umezirea terenului. Este ceea ce se numeşte *apa de carieră (quarry water, Haftwasser).* Umezirea este mai accentuată şi se produce mai repede la rocile higroscopice (cazul argilei). Ambele categorii influenţează umiditatea terenului, dar au un rol mai redus în periclitarea stabilităţii acestuia.

Apa peliculară sau *membranoasă* învelişte moleculele rocii de care se leagă prin agregare (atracţia moleculară), de aceea nu se poate îndepărta decît cu greu, are o densitate mare, iar temperatura de îngheţ este joasă (pînă la -10°C). Această apă încorporată în însăşi constituţia rocii (de unde şi denumirea de

water of constitution) suferă în genere o deplasare extrem de încetă. Numai cînd atinge grosimea maximă a peliculelor se strînge sub formă de picături ce devin libere. Participînd la transmiterea presiunii asupra terenului respectiv, apa

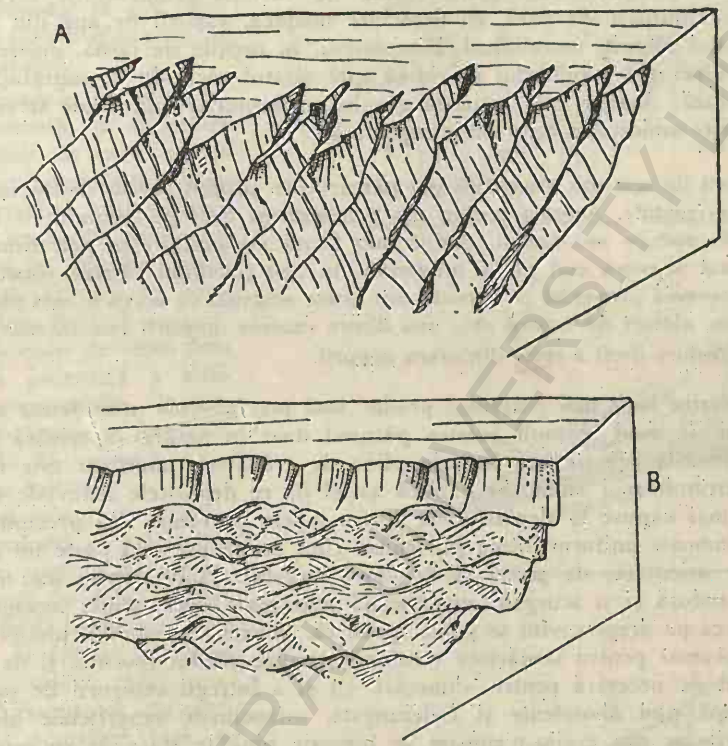


Fig. 71. — Relief diferit rezultat în aceeaşi rocă (argile), în climate deosebite. *A*, Forme de *badlands* datorite şiroirii într-un climat semiarid cu ploi torenţiale ; *B*, alunecări datorite ploilor abundente (cel puţin sezonal).

peliculară intervine într-o mică măsură la producerea unor tasări, mai ales însă în asociere.

În afara acestor categorii de ape, se mai întîlneşte şi *apa agregată chimic* în înseşi moleculele rocii pe care le hidratează. Ultimele trei categorii — apa higroscopică, peliculară şi chimio-agregată — constituie *apa legată*, cu însuşiri diferite de ale apei libere, avînd o densitate mai mare şi o temperatură de îngheţ mai scăzută. Proporţia în care se găseşte aceasta variază după rocă, atingînd maxima în rocile argiloase.

După cum s-a menţionat, există anumite posibilităţi de trecere a apei din unele categorii în altele, creînd în condiţii date acumulări importante de umiditate, care pot avea înrîurire determinantă asupra stabilităţii terenurilor.

Apele care contribuie la umezirea terenurilor pot proveni din precipitaţii atmosferice, din pînza freatică, prin infiltrare laterală din rîuri şi lacuri etc. Din

atmosferă apa pătrunde în pămînt fie sub formă de vapori o dată cu aerul, fie sub formă de ploi, ori din topirea zăpezii. În primul caz pătrunde mai ales în terenurile uscate, care absorb cu mai mare intensitate vaporii din atmosferă.

Această absorbţie este strîns legată de variaţia temperaturii aerului. În perioadele călduroase de vară, cu deosebire noaptea, vaporii de apă din aer pătrund în solul răcorit, umezindu-l. Dimpotrivă, în nopţile de iarnă, umezeala din stratele adînci ale pămîntului se ridică spre stratul răcit de la suprafaţă, unde se condensează. Aşadar, sub acţiunea gerului, orizonturile adînci ale terenului se usucă şi creşte umiditatea celor de la suprafaţă.

Vaporii de apă din atmosferă pot pătrunde în pămînt şi sub forma aşa-numitelor *ploi orizontale*. Acestea provin din condensarea ceţii pe ramurile şi frunzele arborilor de pădure sau izolaţi, căzînd sub formă de picături pe sol. Numai sub coronamentul acestora cad ploile orizontale, în rest pămîntul rămîne uscat. Cantitatea de umezeală provenită pe această cale poate echivala cu aceea a unei ploi bune. Aceasta este, alături de umbră etc., una dintre cauzele umezirii mai intense a terenurilor de pădure decît a celor din afara pădurii.

O umezire mult mai puternică produc însă *precipitaţiile atmosferice* sub formă de ploi. În mod obişnuit acestea pătrund doar în pătura superioară a solului. În terenurile afînate sau în cele pline de crăpături, umezirea este mai intensă şi pătrunde mai adînc. Se explică astfel de ce depozitele deluviale şi coluviale sînt mai expuse la deplasări de teren. Apele provenite din precipitaţii atmosferice înmoaie uniform întreg povîrnişul cînd acesta prezintă peste tot aceleaşi condiţii de orientare, de pantă şi de covor vegetal. Ploile repezi dau o infiltrare mai redusă şi o scurgere superficială mai mare decît ploile mocnite (fig. 72). De aceea pe drept cuvînt se poate spune că, în vreme ce studiul ploilor torenţiale este necesar pentru urmărirea eroziunii, analiza ploilor mocnite şi de durată este tot atît de necesară pentru alunecări, cît şi a întregii categorii de pornituri umede. După ploi abundente şi îndelungate, orizonturile superficiale ale terenurilor argiloase sau argilo-nisipoase se înmoaie pînă la stare de curgere, dînd naştere la *curgeri de noroi*. În adînc, umezirea din apele atmosferice se produce extrem de lent (în zeci de ani).

Precipitaţiile sub formă de zăpadă se apropie mai mult de ploile încete, deoarece infiltrarea apei se produce treptat în măsura topirii stratului de zăpadă. Prin aceasta topirea zăpezilor prezintă chiar o situaţie agravantă faţă de ploi, deoarece pătrunderea apelor acestora în pămînt se face prin forţarea particulelor rocii datorită îngheţului şi a dezgheţului zilnic, ceea ce are ca urmare o înmuiere mai profundă a maselor de roci. Iată pentru ce majoritatea alunecărilor şi curgerilor de noroi pornesc primăvara la topitul zăpezilor.

Luate în întregul lor, infiltrările apelor de precipitaţie dau naştere la alunecări de mică adîncime de tip lenticular, în vreme ce înmuierea prin topirea zăpezilor abundente poate pricinui alunecări mari şi — în anumite condiţii — pornituri sub forma curgerilor de noroi.

O situaţie particulară se creează atunci cînd, în excavaţiile şi contrapantele de pe versanţi (cauzate prin tasări, alunecări etc.), apele din precipitaţii se adună şi stagnează sub formă de mici bălţi *(bulhace)* sau mlaştini. Înmuierea stratelor inferioare se face pînă la saturarea acestora, însă numai pe o porţiune limitată

aproximativ la dimensiunile bălţii, de jur împrejur pămîntul rămînînd uscat. Într-o astfel de situaţie, prin infiltrare profundă se pot dezlănţui cu timpul alunecări de tipul *grueţilor*.

Perioadele de pluviozitate accentuată, cu deosebire în ţinuturile în care ele se succedă cu perioadele secetoase — condiţii întîlnite frecvent în ţinuturile mediteraneene, ori în cele cu climat continental, în care se încadrează şi ţara noastră, — provoacă alunecări de teren prin înmuierea puternică a stratelor impermeabile. În perioadele secetoase se formează crăpăturile de uscare ale solului, care înlesnesc — atunci cînd încep ploile — o infiltrare abundentă pînă la adîncimi mari, putînd depăşi relativ repede stratele impermeabile de la suprafaţă, care altfel ar fi frînat un timp umezirea celor mai profunde. Pluviozitatea accentuată poate contribui însă şi indirect, prin creşterea nivelului freatic, punînd în mişcare masa terenurilor de deasupra; precum şi prin creşterea nivelului apelor curgătoare sau a lacurilor care prin infiltrarea laterală, provoacă alunecările de la baza versantului.

Apele subterane şi cu deosebire cele freatice pot contribui direct la dezlănţuirea unor pornituri. În unele situaţii (umezirea tălpii de alunecare), reprezintă chiar factorul hotărîtor în dezlănţuirea procesului, cîtă vreme pînza

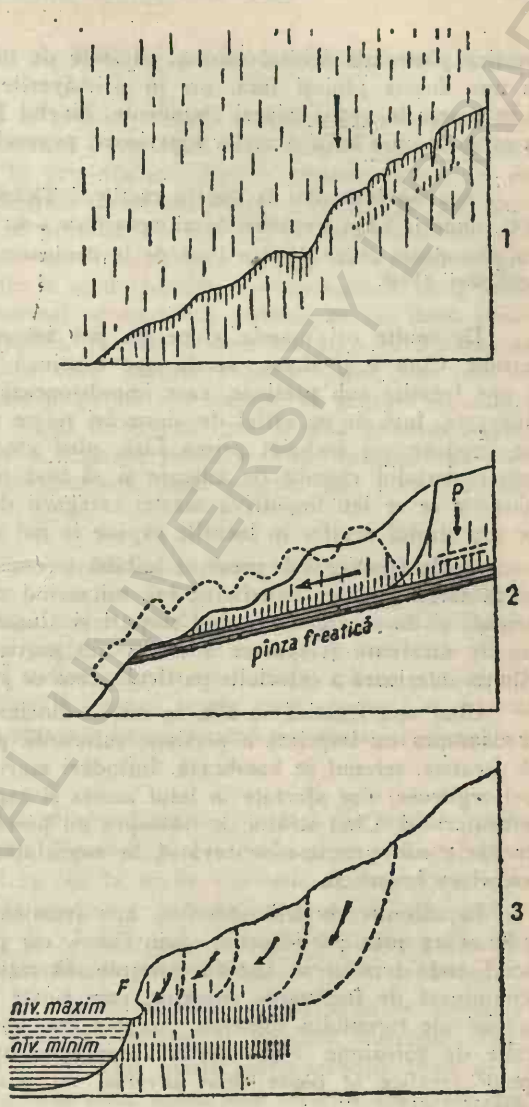


Fig. 72. — Trei moduri diferite de umezire a versanţilor. *1*, Prin precipitaţii (se observă adîncimea diferită a infiltraţiilor în raport cu panta terenului, cu apele stagnante sau crăpăturile solului); *2*, prin ape subterane (lubrefierea se produce jos la contactul cu pînza freatică; presiunea maselor de deasupra, mai ales cînd se înalţă nivelul freatic, produce alunecarea în masă); *3*, prin infiltrări laterale din rîu sau mare (în afara firidei (*F*) provocată de valuri sau curentul apei, lubrefierea bazei provoacă surpări).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

freatică păstrează debitul normal, stratele de deasupra rămîn în echilibru stabil. În anii foarte ploioşi însă, ori în primăverile cînd dă căldura pe neaşteptate şi se topesc în grabă zăpezi abundente, nivelul freatic creşte mult şi înmoaie pînă la suprasaturare baza stratelor superioare, provocînd alunecări.

Aşa s-a întîmplat la Iaşi în cartierul Ţicăul de Sus, la începutul lunii aprilie 1942, unde la baza treptelor de alunecare ce s-au format apa continua să se scurgă din abundenţă chiar după o lună de la deplasarea terenului, arătînd pricina acestor deplasări (134).

De multe ori masele alunecate pot astupa deschiderea pînzei freatice din versant. Cum e şi firesc, aceste ape continuă însă a se acumula, dînd naştere la ape freatice sub presiune, care impulsionează mai departe mişcarea terenurilor alunecate. Iată de ce astfel de alunecări nu se stabilizează încă o bucată de vreme după ce s-a încheiat prima fază, pînă cînd izvoarele reuşesc să-şi facă loc prin materialul răscolit de mişcare şi să iasă prin altă parte. Aşa fiind, printre măsurile ce se iau împotriva acestei categorii de alunecări, este şi drenarea apelor din stratul acvifer în locurile expuse la noi alunecări.

Apele freatice sub presiune îmbibă terenul pînă la saturaţie. Se produc astfel afînarea şi chiar lichefierea lui, micşorînd prin aceasta forţele de frecare interioară şi de coeziune, cauzînd surpări şi alunecări de teren în masă. Prin acţiunea de dizolvare şi spălare a unora din particulele rocilor, se efectuează redistribuţia interioară a celorlalte particule, ceea ce provoacă tasări.

Cînd apa freatică se află la mică adîncime şi greutatea stratelor de pămînt de deasupra nu imprimă o presiune suficientă pentru a neutraliza presiunea apelor freatice, terenul se bombează. Întinderi mari de teren, mai ales în ţinuturi cu roci argiloase, sînt afectate în felul acesta şi capătă un microrelief haotic, plin de neregularităţi. Cînd stratul de deasupra nu posedă suficientă plasticitate, el crapă, iar apele sub presiune se revarsă la suprafaţă. Manifestările acestea se produc deseori cu bruscheţe.

În anumite condiţii specifice, apa freatică liberă formează pungi şi torenţi ce se scurg prin porii rocilor, prin fisuri, ori pe feţele de contact dintre strate, locuri unde terenul se îmbibă puternic. Direcţia de scurgere a acestor ape este determinată de înclinarea stratelor, care poate crea presiuni diferite în anumite secţiuni ale torentului subteran. Aceasta este cauza esenţială care generează procesele de sufoziune. Prin creşterea nivelului apelor rîurilor sau bălţilor, panta apelor freatice se poate chiar inversa, iar scurgerea se poate întoarce în sens contrar.

Cînd aceste ape nu dispun de suficientă pantă de scurgere, devin stătătoare, creînd *mlaştini subterane* şi *saci de apă*, care provoacă tasarea terenurilor de deasupra sau alunecarea maselor de pămînt. În genere, circulaţia apelor freatice are viteze mici ; numai prin crăpături şi reţeaua de fisuri capătă viteze mari şi produce tulbureală, antrenînd particule de teren. Asemenea transporturi subterane pot lua proporţii însemnate, vehiculînd chiar cîţiva cm³ de rocă la litrul de apă. Circulaţia aceasta, care poate produce cu timpul goluri subterane, constituie o altă cauză a tasărilor şi a surpărilor. Circulaţia apelor stratului acvifer, prin presiunea hidrodinamică ce se dezvoltă, împreună cu antrenarea

particulelor de teren (care constituie o adevărată eroziune subterană), stă la baza proceselor de sufoziune.

Umezirea maselor de pămînt se poate produce şi *lateral* din apa rîurilor şi lacurilor (respectiv a mării). La nivelul obişnuit al apei, taluzul malului ajunge cu timpul la un anumit echilibru în privinţa infiltrărilor laterale. Variaţiile de nivel ale acestor surse influenţează însă direct stabilitatea terenurilor. La creşterea nivelului apelor, infiltrarea se produce cu uşurinţă pe orizontală datorită stratificaţiei sau porozităţii specifice unor roci. Apele venind în contact nemijlocit cu alte strate mai puţin umezite în mod obişnuit, dar susceptibile de a primi mari cantităţi de apă, echilibrul normal se modifică, putîndu-se ivi două situaţii : dacă acolo se află roci permeabile, înmuierea acestora duce la schimbarea consistenţei lor, iar prin intervenţia unor procese chimice (cum sînt cele de dizolvare, atît de frecvente în loess) poate să dea naştere la procese de tasare sau din categoria celor sufozionale ; dacă la nivelul apei se află un strat impermeabil, îmbibarea pînă la saturare a acestuia poate provoca dezlănţuirea unor alunecări de mari proporţii, care antrenează mase enorme sau chiar întregul versant.

Datorită unor astfel de schimbări petrecute la baza versantului s-au dezlănţuit în mai 1915 marile alunecări de teren din fostul judeţ Rîmnicu-Sărat, descrise de G. Macovei şi G. Botez (129). Autorii citaţi au arătat că „apele curgătoare deschizînd prin eroziune la piciorul pantei pînzele de apă subterană, care precedent treceau pe dedesubtul nivelului apelor superficiale, suportul pachetului ce zace pe straţul impermeabil a fost distrus. Ca urmare întreg acest «pachet» a alunecat pe suprafaţa stratului impermeabil puternic înmuiat, pînă s-a oprit pe planul orizontal al albiei".

Alte procese au loc la coborîrea nivelului sursei (rîu, lac). Se produce atunci scurgerea inversă a apelor infiltrate. Deseori (mai ales în ţinuturile cu climat continental, unde asemenea variaţii au loc la scurte intervale de vreme) retragerea apelor este atît de rapidă, încît presiunea hidrodinamică dezvoltată pricinuieşte antrenarea unei mari cantităţi de rocă, ceea ce duce la prăbuşirea ţărmului şi la apariţia unor mici denivelări de tasare pe suprafaţa netedă a teraselor.

De mult mai mare amploare sînt însă alunecările şi surpările de maluri ce iau naştere la reflux pe ţărmul mărilor. Fenomenul produce distrugeri mari. Este cunoscut din această categorie exemplul marii alunecări din 1839 de la Lyme Regies pe ţărmul Angliei (fig. 73), unde acesta este alcătuit din cretă, gresii şi nisipuri afînate, ce se reazemă pe o argilă impermeabilă. Aplecarea spre mare a acestor strate şi umezirea puternică a celui din urmă au cauzat producerea acestei caracteristice alunecări de teren. Prin presiunea masei în mişcare, s-a format pe partea submarină a litoralului o creastă lungă de 1 km şi lată de 12 m, ca un cordon litoral alcătuit din blocuri şi sfărîmături de material.

Alt mod de umezire a rocilor este *pe cale capilară,* adică prin porii fini şi canalele extrem de înguste ale rocii. Prin aceste interstiţii se produce o mişcare ascensională a apei, datorită tensiunii de întindere ce se formează sub acţiunea coeziunii apei cu substanţa pereţilor porilor.

Pe baza cercetărilor celor mai recente s-a emis — pentru explicarea forțelor capilare — teoria electrochimică după care ascensiunea apei prin interstițiile fine ale terenului se datorește forței aspiratoare a cationilor acestuia. Ea imprimă apei mișcarea ascensională pînă ce forța aspiratoare a cationilor se egalează cu forța gravitației și cu cea de fricțiune a apei capilare prin pori. Menționăm însă și o altă caracteristică : apa capilară prezintă o densitate mai mare decît a apei libere și are temperatura de îngheț mult sub zero grade.

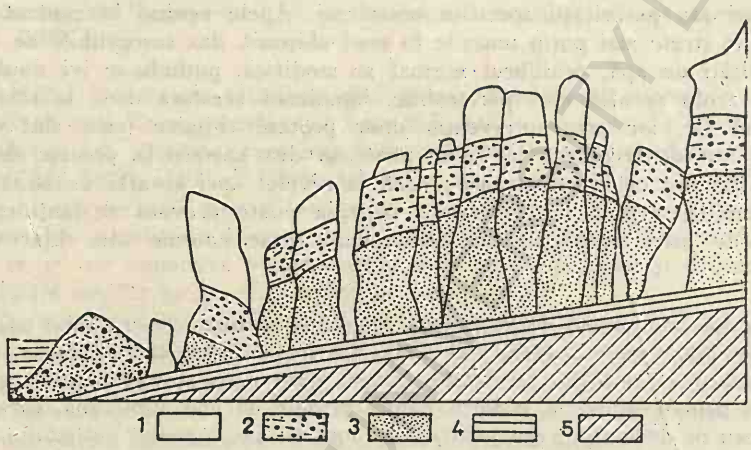


Fig. 73. — Secțiune schematică prin alunecarea produsă în 1839 la Lyme Regis în sudul Angliei. *1*, Cretă; *2*, gresie silicioasă ; *3*, nisipuri ; *4*, argile liasice ; *5*, roca de bază.

La o circulație activă, apa capilară poate umezi terenul pînă la înmuiere, slăbindu-i astfel stabilitatea. La aceasta mai contribuie și *presiunea capilară* care se dezvoltă datorită tensiunii exercitate de apa capilară. Această presiune se află în raport direct cu înălțimea ascensiunii capilare, și anume cu cît aceasta urcă mai mult. Prin ridicarea nivelului apelor freatice, apa capilară se transformă — pe o anumită înălțime — în apă gravitațională, iar stabilitatea terenului scade simțitor.

Înălțimea pînă la care poate urca apa capilară variază în raport cu structura granulometrică a rocilor : la cele alcătuite din particule mai mari, ascensiunea este foarte redusă (de exemplu în prundiș poate urca 8—30 mm) și crește în măsura în care rocile prezintă o granulație mai fină, putînd urca 42 cm în nisipuri microgranulare, 80 cm în nisipuri argiloase, 3,6 m în argile nisipoase și 6,5 m în argile (122). Se vede astfel cît de întinsă poate fi influența apelor freatice în special asupra argilelor, fie direct, fie prin ascensiunea capilară a umezelii. De asemenea, cît de complexe sînt procesele de umezire a terenurilor în multiplele forme în care aceasta se produce.

★

Dacă modurile de umezire ale versanților mai sus arătate pot da diferențieri în dinamica porniturilor și în formele de relief ce rezultă, un fenomen co-

mun se observă în toate cazurile — *înmuierea maselor impermeabile.* Prin înmuiere pînă la saturare, terenurile *îşi măresc considerabil greutatea* şi prin aceasta apăsarea lor asupra maselor de dedesubt.

La rocile care au o porozitate de circa 50% cum sînt argilele nisipoase, greutatea creşte prin îmbibare cu apă pînă la saturare de la 1,33 pînă la 1,83 t la m³, ceea ce reprezintă o mărire a greutăţii masei cu 37%. Trebuie să adăugăm însă că la argilele curate porozitatea trece de 70%, deci posibilitatea de a-şi mări greutatea prin îmbibare cu apă ajunge pînă la 50% din propria greutate.

În felul acesta argilele plastice şi marnele pot absorbi pînă la 475 l de apă la un volum de un metru cub al rocii, adică 47,5% din volum, iar huma absoarbe pînă la 50% apă; greutatea unei mase de roci astfel îmbibate poate creşte cu aproape 500 kg la fiecare metru cub de rocă.

În asemenea condiţii, echilibrul static al rocilor pe versanţi se rupe, iar acţiunea gravităţii provoacă punerea în mişcare pe pantă a maselor de roci înmuiate.

Am arătat în altă parte, că prin îmbibarea rocilor impermeabile cu apă, acestea se umflă, adică îşi măresc volumul. Dacă stratul impermeabil este prins între strate mai tari sau chiar dacă nu este intercalat între alte strate, dar depăşeşte o grosime de 7—10 m, exercitînd prin el însuşi o presiune asupra părţilor lui inferioare, prin saturare cu apă ajunge impermeabil, dar nu se poate umfla (fig. 74). Acolo însă unde acest strat intersectat de planul unui versant manifestă tendinţa de extindere laterală, iese în proeminenţă şi alunecă la vale.

★

În raport cu gradul de umezire se recunosc după A. M. Frolov (122): terenuri cu umiditate slabă, în care volumul apei ocupă mai puţin de jumătate

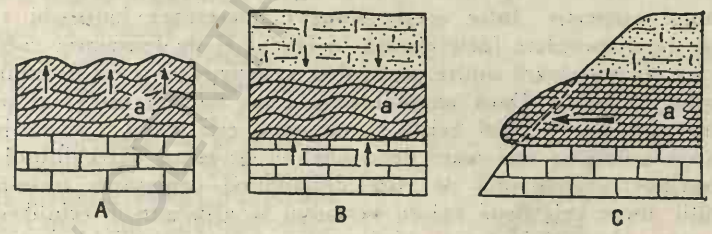


Fig. 74. — Îmbibarea cu apă pînă la saturaţie a rocilor impermeabile produce umflarea acestora. Cînd stratul impermeabil *a* este deasupra, el creează o suprafaţă neregulată (A); cînd este intercalat între alte strate, neputîndu-se umfla din pricina presiunii celorlalte, produce ondulări false (B), iar cînd este intersectat de un versant, se umflă lateral dînd naştere la alunecări (C).

din volumul porilor, terenuri umede, în care volumul apei ocupă între 0,5 şi 0,8 din volumul porilor, şi terenuri saturate în apă cu 0,8 — 1,0, deci pînă la umplerea totală a porilor. La umiditate maximă toţi porii ajung plini cu apă. În această situaţie, rocile respective nu mai pot absorbi apă în plus decît după o prealabilă

afînare a rocii. Dacă totuşi apa continuă să se îmbibe, se ajunge la o stare de supraumiditate numită *umiditate critică*, în care terenurile sînt cu uşurinţă antrenate în deplasări de diferite feluri în raport cu caracteristicile rocilor puse în mişcare.

Terenurile alcătuite din roci necoezive de felul nisipurilor îşi pierd stabilitatea, iar în anumite condiţii de granulaţie dau naştere la *nisipuri curgătoare*, însoţite de distrugeri catastrofale în galerii de mină, sau sub cerul liber semnalîndu-se distrugeri de sate, linii ferate etc. Rocile coezive impermeabile se transformă la saturaţie într-o masă plastică sau lichidă dînd scurgeri de gloduri sau alunecări de teren prin patinarea pe talpa lubrefiantă.

În legătură cu modificările pe care le suferă rocile sub înrîurirea umezirii, s-au stabilit trei *limite de consistenţă*, adică de trecere de la o stare la alta a acestora. Astfel, umiditatea necesară trecerii de la starea solidă la cea semisolidă a fost denumită *limita tasării*. Înainte de a atinge această limită, roca are greutatea volumetrică şi densitatea cea mai mare. Umiditatea necesară pentru ca roca să treacă de la starea semisolidă la cea plastică a fost numită *limita de întindere* sau *limita inferioară a plasticităţii*. În sfîrşit, umiditatea necesară trecerii rocii de la starea plastică la cea curgătoare se numeşte *limita curgerii* sau *limita superioară a plasticităţii*. Aceste limite — ce variază după caracteristicile diferitelor roci — sînt folosite în stabilirea cauzelor şi modului de producere a porniturilor.

Cauzele mecanice exterioare. Acestea pot avea de mult ori un rol determinant şi imediat în declanşarea porniturilor. Între aceste cauze intervin mai frecvent: înclinarea terenului, presiunea, zguduirile şi distrugerea reazemului natural.

Înclinarea şi forma taluzului au un rol deosebit de însemnat în stabilitatea versanţilor şi dinamica proceselor de pantă. Unghiul pînă la care este asigurată în mod natural stabilitatea pantelor stă în raport cu însuşirile rocii care alcătuiesc versantul respectiv. Între aceste însuşiri interesează îndeosebi rezistenţa la rupere sau la desprindere (determinată la rîndul ei de tensiunea, coeziunea şi unghiul de frecare interioară dintre particulele componente), care determină echilibrul terenului în pantă. Dacă unghiul unui taluz natural este mai mic decît tensiunea tangenţială, echilibrul există şi versantul este stabil. Dimpotrivă, dacă tensiunea tangenţială este mai mare decît unghiul de taluz, dezechilibrul existent produce desprinderea masivului de roci, dezlănţuind deplasarea terenurilor. În cazul egalităţii dintre cele două valori, versantul se află într-un echilibru extrem de instabil, care cedează la cea mai mică creştere a încărcăturii (de exemplu prin construcţii grele, zguduire etc.).

Interesează se înţelege în mare măsură şi forma versantului, care poate fi considerată ca rezultanta mulţimii unghiurilor de taluz. Un caz hotărîtor pentru deplasările de teren este cel al modificării taluzului prin săparea versantului la bază fie prin eroziunea laterală a rîurilor, fie prin cea frontală a valurilor marine sau, în fine, prin lucrări neconsolidate (fig. 75).

Presiunea poate fi exercitată asupra maselor de teren fie prin cauze antropice, cum sînt încărcarea cu construcţii grele, depozitarea de materiale de felul haldelor sau prin mase suprapuse de pămînt pentru terasamente feroviare etc., fie prin cauze naturale, între care putem menţiona supraîncărcarea prin alu-

necări de teren sau — ceea ce se întîmplă şi mai des — apariţia presiunii hidrodinamice datorită infiltraţiei abundente a apei în teren.

Presiunea exercitată asupra terenurilor acţionează la început asupra apei din pori, apoi chiar asupra structurii interne a terenului, ceea ce provoacă tasări. Ea se repartizează în mod neuniform în adîncime şi lăţime, în raport cu gradul de compresibilitate a rocilor componente. Mai compresibile sînt rocile cu porozitate accentuată şi cu densitate redusă: argile, nisipul argilos, rocile loessoide etc., care sînt şi cele mai expuse la tasări.

Sub înrîurirea presiunii, masele de teren îşi modifică densitatea, grosimea apei peliculare diminuează, iar o parte din apa conţinută în pori este stoarsă înmuind pînă la lichefiere anumite orizonturi mai expuse. Procesul se complică atunci cînd apele freatice se află deja sub presiune, astfel că adaosul nou de presiune provoacă un fel de plutire, de patinare pe planul rocii înmuiat pînă la lichefiere. În aceasta constă explicaţia dezlănţuirii unora dintre alunecări.

Supuse la o mare presiune, terenurile îşi schimbă proprietăţile mecanice: cele afînate se compactizează, iar cele compacte — după depăşirea unei limite a presiunii — se strivesc, îşi pierd structura, se deformează. Întrucît la creşterea rapidă a presiunii eliminarea apei din diferitele părţi ale masei de pămînt devine neuniformă, se produce deformarea neregulată a terenului.

Trebuie să menţionăm că, la deformarea terenului prin comprimare, se pot deosebi două faze: una *elastică*, în care deformarea dispare după încetarea presiunii, şi una *distructivă*, cînd deformarea odată produsă rămîne şi după încetarea presiunii.

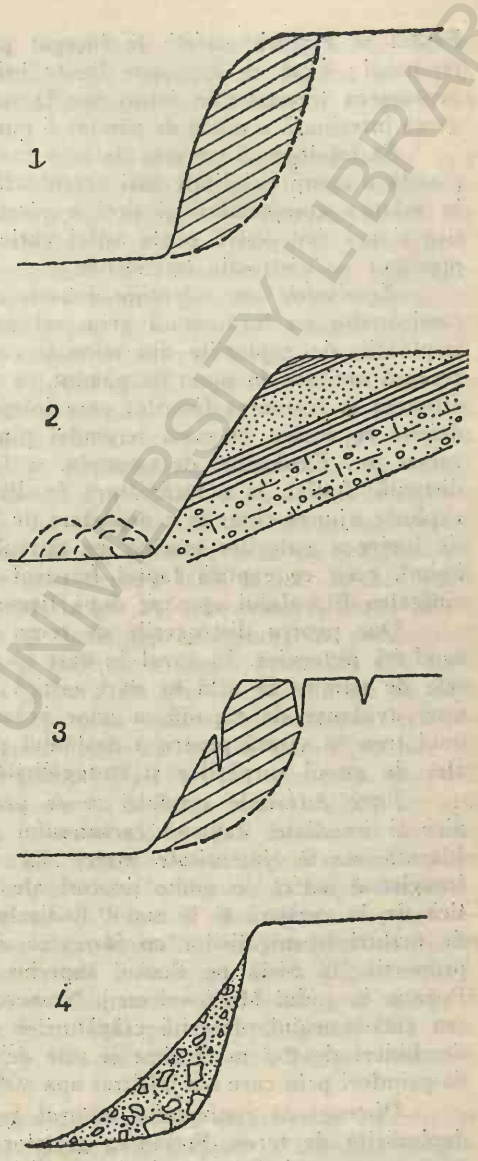


Fig. 75. — Cazuri mai caracteristice în care particularităţile de formă şi structură ale povîrnişului înlesnesc producerea alunecărilor: *1*, povîrnişul convex; *2*, înclinarea stratelor în aceeaşi direcţie cu a povîrnişului; *3*, crăpături în povîrniş în imediata lui vecinătate; *4*, povîrnişuri alcătuite din depozite deluviale sau coluviale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Faptul se explică astfel : la început presiunea duce la comprimarea şi tasarea terenului ; cînd ea depăşeşte limita critică, apar tensiunile interne care duc la deplasarea terenului în lături sau la umflarea în sus. Aceasta reprezintă distrugerea interioară a masei de pămînt şi punerea ei în mişcare.

Se înţelege că trecerea de la o fază la alta depinde şi de felul rocii ; cele ce posedă o compresibilitate mai accentuată cum sînt argilele îşi sporesc elasticitatea în măsura comprimării şi deci a pierderii umidităţii. Limita dintre faza elastică şi cea distructivă poate astfel varia, dar nu se poate elimina — la creşterea presiunii — distrucţia terenurilor.

Zguduirile sau vibraţiile datorite circulaţiei în viteză a trenurilor sau autocamioanelor cu încărcătură grea, ori pricinuite de motoare staţionare ce produc trepidaţii, de exploziile din mine şi cariere, de loviturile valurilor marine etc., creează oscilaţii în masa de pămînt, ce pot provoca deranjarea structurii acesteia, afînarea şi formarea fisurilor care înlesnesc pătrunderea apelor atmosferice. Zguduirile se resimt în masa terenului pînă la distanţe variabile, după intensitatea sursei lor. Exploziile, de exemplu, se fac practic simţite la cîteva sute de metri distanţă. Astfel, la o încărcătură de dinamită de 1 030 kg, zguduirea produsă de explozie ajunge chiar la o depărtare de 335 m cu o amplitudine de 2 mm. Puterea de lovire a valurilor marine, pe ţărmul Mării Negre, ajunge la ţărm de 30 000 kg/m², ceea ce explică faptul frecvent semnalat al tasării căilor ferate din vecinătatea litoralului aproape după fiecare furtună.

Dar pentru distrugerile de teren pe această cale, nu sînt necesare numai zguduiri puternice. În cazul în care — datorită unor împrejurări locale — masele de pămînt se află în stare critică a echilibrului, este suficientă rostogolirea unei avalanşe de zăpadă, a unor bolovani desprinşi din stîncă sau trepidaţiile unui tren în viteză pentru a dezlănţui pornituri de teren de mare amploare, mai ales de genul surpărilor şi rostogolirilor.

Între diferitele zguduiri ce se produc, cele seismice au efecte mai puternice şi imediate, datorită caracterului de şoc pe care-l prezintă aceste mişcări (durată scurtă, intensitate mare). La cutremurul din 10 noiembrie 1940 s-au înregistrat astfel, în multe ţinuturi ale ţării, dar cu deosebire în zona subcarpatică de la curbură şi în sudul Podişului Moldovei, pornituri de felul surpărilor de maluri, rostogolirilor cu formarea de grohotişuri şi al alunecărilor de mari proporţii (la Siriu pe Buzăul superior, la Motnău pe Rîmnic, la Vultureni şi Pogana în sudul Moldovei etc.). Numeroase pornituri s-au produs şi după încetarea cutremurului, datorită crăpăturilor care au luat naştere (unele ajungînd la deschideri de 2-3 m lărgime şi sute de metri lungime) şi care au jucat rolul de desprinderi prin care s-a infiltrat apa meteorică (282).

Distrugerea reazemului natural poate constitui de asemenea cauză pentru deplasările de teren. Formarea grotelor datorită dizolvării calcarelor poate provoca surparea bolţilor ; subminarea falezelor şi a malurilor verticale ale rîurilor prin acţiunea valurilor dă naştere la surpări sau în anumite cazuri la alunecări — surpări de mari proporţii ; sufoziunea se leagă strîns de prăbuşirile hrubelor subterane. Chiar lucrări antropice care nu ţin seama de ansamblul condiţiilor naturale pot provoca pornituri prin distrugerea suportului. Sînt cunoscute numeroase exemple de surpări ale galeriilor de mină sau ale tunelurilor deschise în terenuri mobile sau nu suficient de rezistente, fără a se lua toate măsurile tehnice imediate. Unele dintre acestea dau la suprafaţă forme de abisuri cum se

pot vedea la unele vechi galerii părăsite, lîngă Baia Sprie. Multe dintre ocnele de sare au lacuri sărate pe locul unor vechi saline părăsite şi surpate. În regiunea minieră a Transvaalului se poate vedea un întreg relief rezultat de pe urma surpărilor din minele părăsite.

O altă cauză a pornituriilor, asupra căreia nu s-a insistat pînă acum, este *neotectonica*. Ţinuturile supuse înălţării în vremurile noastre — cu toate că această înălţare este aparent neînsemnată ca dimensiuni — măreşte an de an înclinarea stratelor, pînă cînd gravitaţia depăşeşte coeficientul de frecare interioară a suprafeţei de strat şi provoacă deplasarea terenului. În întreaga zonă carpatică şi subcarpatică de la curbură, marea frecvenţă pe care o au pornituriile, ca şi vigoarea cu care acţionează eroziunea par a se datora în mare parte şi acestui fenomen pentru a cărui existenţă se pot aduce mai multe dovezi.

Trebuie menţionat de asemenea rolul *defrişărilor* care reprezintă pentru terenurile în pantă o adevărată rupere a echilibrului normal, întrucît prin prezenţa ei pădurea constituie o protecţie a terenului nu numai împotriva dezlănţuirii, ci şi împotriva pregătirii alunecărilor. Rădăcinile arborilor pădurii leagă substratul, armînd terenul. Speciile cu rădăcini mai adînci (stejarul, salcîmul) sînt mai valoroase sub acest raport. Pădurea are şi un însemnat rol în micşorarea variaţiilor termice, sub ramurile arborilor atenuîndu-se excesele de temperatură ale aerului. Vara, la umbra pădurii este mai răcoare decît în loc deschis, solul este mai puţin expus crăpării prin diferenţele bruşte ale temperaturii. Iarna pădurea reduce adîncimea păturii îngheţate şi încetineşte dezgheţarea pămîntului, topirea zăpezii adunate şi deci încetineşte şi infiltrarea apelor provenite din acestea. Coronamentul pe de o parte, litiera (pătura de frunze moarte), pe de altă parte, întîrzie infiltrarea apei şi măresc evaporarea datorită tocmai întîrzierii picăturilor de apă pe aceste planuri. S-a calculat că numai coronamentul reţine mai mult de 1/3 din cantitatea apei ploilor (fig. 76). De asemenea, datorită necesităţii lor de hrănire, arborii pădurilor absorb ei înşişi mari cantităţi de apă din pămînt, îngreuind saturarea acestuia cu umezeală şi deci deplasarea terenurilor. S-a constatat chiar că ţinuturile mlăştinoase se zvîntă prin plantarea cu pădure şi, dimpotrivă, regiuni sănătoase de pădure se înmlăştinează după defrişare.

Scoase de sub protecţia pădurii, terenurile în pantă sînt repede expuse degradării prin eroziune şi pornituri. Înclinarea povîrnişului — aflat pînă atunci în echilibru datorită pădurii — devine dintr-o dată prea mare. Roca impermeabilă, ferită iniţial de o umezire prea accentuată, se saturează repede şi inegal, se umflă şi se mişcă subteran; rădăcinile uscîndu-se nu mai pot ţine pămîntul. Iată cum se explică faptul frecvent întîlnit că, după 4-5 ani de la defrişare, povîrnişurile încep să se desfigureze prin pornituri.

Se vede astfel că, pe cînd umiditatea şi modul de alcătuire a terenurilor pregătesc mai îndelung condiţiile necesare punerii în mişcare a maselor de pămînt (cauze pregătitoare), cauzele mecanice externe sînt de cele mai multe ori — cu tot caracterul lor ocazional — determinanţii imediaţi care dezlănţuie deplasările de teren. Iată de ce greşit se procedează cînd, urmărind să se lupte împotriva pornituriilor, se are în vedere doar această ultimă şi uneori puţin importantă cauză; fenomenul nu poate fi în felul acesta stăvilit în desfăşurarea lui.

Clasificarea pornituriilor. Între multiplele forme de deplasare a terenurilor se pot diferenţia mai multe tipuri bine individualizate unele de altele. Întru-

cît la împărţirea acestora cercetătorii problemei au ţinut seama de criterii diferite, nu s-a ajuns încă la o clasificare unanim admisă a tipurilor de pornituri.

Astfel, unii cercetători au luat drept criteriu de categorisire *modul de manifestare* a porniturilor. Între ei, R. Almagia (109), care în 1910 a dat una dintre

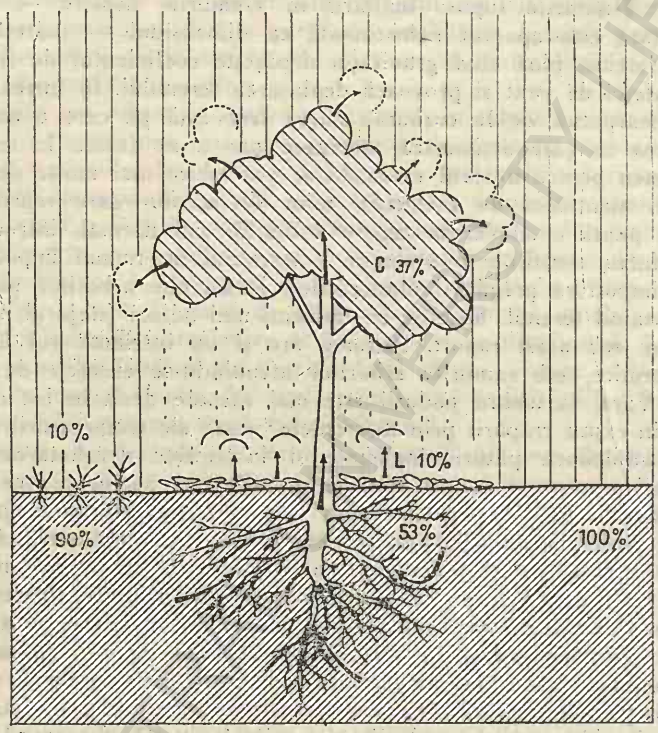


Fig. 76. — Rolul pădurii în reţinerea şi întîrzierea infiltrării apei din precipitaţii. Coronamentul (*C*) reţine 37% din cantitate, pe care o pierde în mare parte prin evaporare; litiera (*L*) încă 10%, în pămînt pătrunzînd circa 53%. Sub pajişte se infiltrează 90%, iar unde e pămîntul gol (eventual arătură) pătrunde 100% din cantitatea apei ploilor.

primele clasificări, le împarte în rostogoliri, alunecări, curgeri de noroi, prăbuşiri şi cedări, tipuri care se folosesc pînă în prezent în literatura de specialitate. În linii mari asemănătoare — cu toate că la modul de manifestare a porniturilor adaugă şi *natura litologică* — este şi clasificarea dată de A. Desio (120) în 1949, care menţine tipurile indicate mai sus, introducînd în plus *porniturile prin strivire,* produse prin presiunea unui strat de roci plastice, ca de exemplu argila, între strate de roci mai tari de felul gresiilor, conglomeratelor etc. Alţi cercetători au luat drept criterii de bază în clasificarea porniturilor *profunzimea şi structura geologică* a terenurilor supuse deplasării (F. Bay şi G. di Tella (113). Menţio-

năm între multe alte variante şi faptul că unii cercetători au întocmit clasificări pe baza unor criterii de utilizare aplicată, care sînt în majoritatea cazurilor lipsite de omogenitate şi chiar de consecvenţă.

Între clasificările date de practicieni, pe baza criteriilor ce vin în sprijinul acţiunii de combatere a porniturilor, interesantă este cea datorită geotehnicienilor cehi Q. Zaruba şi V. Mencl (161), care denumesc porniturile „mişcări pe versanţi", pe care le împart în şase categorii : *mişcarea formaţiunilor de cuvertură* a pantelor (în care includ mişcarea grohotişurilor, solifluxiunea, încovoierea capetelor de strat, alunecările prin strivire, alunecările superficiale şi alunecările în coloane), *mişcarea rocilor neagregate şi neconsolidate* (conuri de grohotiş şi pante de dărîmături, grohotişuri rezultate de pe urma ploilor torenţiale, curgeri noroioase şi nisipuri curgătoare), *deplasarea rocilor coezive pe suprafeţe de alunecare cilindrice* (caracteristice rocilor impermeabile), *deplasări datorite comprimării bazei plastice* (de felul alunecărilor disperse sau al umflării rocilor moi în fundul albiilor), *alunecări pe planuri preexistente* (şi anume pe feţe de stratificaţie, pe planuri tectonice, pe nivele de relief vechi) şi, în sfîrşit, *surpări de stînci.* Se remarcă lipsa de criterii unitare la baza acestei împărţiri şi necesitatea despărţirii aceloraşi tipuri de pornituri (de exemplu, alunecările sau grohotişurile) între mai multe categorii de deplasări, ceea ce arată artificialitatea clasificării.

În ţara noastră o primă clasificare a porniturilor, făcută în 1938, se datoreşte geografului Vintilă Mihăilescu. Folosind criteriul morfogenetic al *mecanismului deplasării* materialului pe pantă, propune o împărţire pe trei categorii principale, şi anume: *rostogolirea* blocurilor provenite din dezagregarea şi descompunerea rocilor, avînd ca rezultat formarea grohotişurilor, *alunecările* datorite înmuierii sau neconsistenţei bazei, din această diferenţiere putînd rezulta două variante: alunecările umede (ca scurgerile noroioase, solifluxiunea şi alunecările în masă) şi alunecările uscate (de felul alunecărilor pe pante neconsistente, ori prăvălirilor din munţi), şi *surpările* sau năruirile provenite din cauza lipsei de suport, ori a cutremurelor (134).

Revenind asupra acestei clasificări incomplete, autorul citat propune în 1946 o împărţire a porniturilor în două mari categorii, cu mai multe tipuri fiecare (135) : *pornituri seci* (uscate) sau *semiuscate,* denumite prăvăliri, în care se cuprind rostogolirile, surpările şi tasările, şi *pornituri umede,* care cuprind solifluxiunea, scurgerile de glod şi torenţii de pietre şi alunecările. Deşi în unele amănunte această împărţire este discutabilă, în linii mari este judicioasă şi stă la baza clasificării asupra căreia ne-am oprit în expunerea de faţă.

Pornind de la tipurile de deplasări de teren bine definite şi uzitate, reunindu-le pe baza condiţiilor genetice care le leagă real unele de altele şi prin aceasta ţinînd seamă în mod implicit de modul în care se produc, asociind la aceasta şi formele de relief rezultate de pe urma proceselor respective, constatăm că porniturile se pot despărţi în două categorii mari, şi anume a) unele care se dezlănţuie *datorită distrugerii suportului sau a unităţii masei* proprii, adică prin efecte mecanice, ceea ce unii autori numesc pornituri seci sau uscate ; b) altele care se produc *prin mijlocirea apei,* de aceea denumite şi pornituri umede. Tipurile de pornituri din cadrul fiecăreia din cele două categorii sînt :

1) *Porniturile prin cauze mecanice,* datorite distrugerii suportului sau unităţii masei terenurilor, în care apa joacă un rol secundar şi care cuprind :

— *rostogolirile* generate prin distrugerea unităţii masei ;

— *surpările* sau prăbuşirile generate prin distrugerea suportului ;

— *sufoziunea* datorită subminării prin circulaţia apei subterane ;

— *încovoierea capetelor de strate* datorită slăbirii sprijinului lateral ;

— *tasările* datorite bătătoririi particulelor rocii ;

— *creep* sau *creeping,* deplasarea particulelor în interiorul masei terenului.

2) *Porniturile prin înmuiere,* la care intervenţia apei are un rol hotărîtor în generarea deplasărilor şi care cuprind :

— *nisipurile curgătoare* — antrenarea particulelor rocilor necoezive ;

— *curgerile noroioase* — înmuierea întregii mase şi curgerea ei liniară ;

— *solifluxiunea* — înmuierea şi alunecarea păturii superficiale pe soclu rigid îngheţat ;

— *alunecările de teren* — patinarea masei de teren pe talpa înmuiată.

Clasificarea aceasta are avantajul de a fi cuprinzătoare, deşi extrem de simplă, de a avea o bază genetică ce-i asigură o fundamentare riguros ştiinţifică şi de a folosi criterii unitare în diferenţierea tipurilor.

2. PORNITURI PRIN CAUZE MECANICE

Rostogolirile. Constituind forma cea mai simplă a porniturilor din prima categorie, ele nu sînt altceva decît mişcarea materialului devenit mobil pe povîrnişuri, sub acţiunea gravitaţiei. Sînt două categorii de cauze care conlucrează pentru producerea acestor fenomene : unele care contribuie la distrugerea unităţii masei (de exemplu dezagregarea), altele care pun în mişcare particulele rezultate (în primul rînd gravitaţia).

Am arătat în capitolul precedent cum se produce fărîmiţarea scoarţei terestre prin procesele mecanice de dezagregare şi prin cele chimice de alterare. După specificul fiecăreia dintre aceste acţiuni, ne putem da lesne seama că, în pregătirea materialului care urmează să fie antrenat pe povîrnişuri prin rostogolire, dezagregările au un rol cu mult mai însemnat, întrucît ele lucrează cu mai multă bruscheţe şi dau naştere unor sfărîmături mai mari, colţuroase, în vreme ce de pe urma alterării (care lucrează mai potolit) rezultă fărîme mărunte, fine. Numai bucăţile mai mari şi de obicei neregulate ca formă — aşa cum rezultă din plesnirea stîncilor — se pot rostogoli pe pante, pe cînd particulele fine, de cele mai multe ori pulverulente, care rezultă din alterare, nu se pot rostogoli, ci se bătătoresc unele într-altele prin crăpături, ori pe mici brîne, chiar acolo unde povîrnişurile au înclinare accentuată, fixîndu-se şi prin vegetaţie, ori numai prin umezeala atmosferică, astfel că prezintă în genere o mobilitate mult mai redusă.

La distrugerea unităţii masei rocilor mai pot contribui fisurările tectonice şi diaclazările. Acestea înlesnesc de obicei calea dezagregării şi alterării, pentru că în natură diferitele fenomene nu se selecţionează pentru a lucra separat unele de

altele, ci conlucrează şi se întrepătrund. Cînd datorită unor procese secundare diaclazele din rocă se recimentează, rocile îşi recapătă în oarecare măsură unitatea.

Există însă şi reliefuri modelate în roci mobile — deşi aceasta ar părea la prima vedere o imposibilitate — de exemplu în pietrişuri sau în grohotişuri vechi fixate prin sol şi vegetaţie, la care scoaterea din echilibrul foarte puţin stabil în care se află, de obicei datorită distrugerii învelişului vegetal proteguitor, furnizează fără intervenţia dezagregării materialul gata pregătit să se rostogolească pe povîrnişuri.

Nu trebuie considerate un non sens fixarea temporară a unor asemenea roci şi păstrarea unui relief uneori destul de semeţ în nisipuri sau pietrişuri. În perioade mai ploioase, vegetaţia a avut posibilitatea să se prindă (în etape succesive), creînd astfel un înveliş de protecţie. Procesul de solificare intervine şi el, astfel că la suprafaţă depozitele acestea mobile ajung să se consolideze în oarecare măsură. Situaţia aceasta se întîlneşte într-o bună parte a Colinelor Tutovii în care predomină nisipurile, ori în Platforma Argeşului unde predomină pietrişurile sau în multe zone piemontane din ţara noastră. Echilibrul foarte instabil din asemenea depozite poate fi însă lesne rupt prin distrugerea hainei vegetale şi în special a vegetaţiei lemnoase.

În situaţiile arătate, materialul mobil este pus în mişcare datorită gravitaţiei (dacă panta povîrnişului are peste 10-12°) şi odată pornit la vale, rostogolit cu viteză accelerată, sărind peste unele mici piedici, nu se opreşte decît acolo unde-şi poate încetini viteza datorită întîlnirii unui plan apropiat de orizontală. Acesta poate fi albia unei văi, o terasă mai largă sau, la înălţimi mari, nivelul unei platforme.

Fenomenul se poate dezlănţui sau intensifica datorită unui cutremur de pămînt, ori datorită unei zguduiri cauzate fie de-o altă pornitură petrecută în apropiere (de exemplu o prăbuşire sau o alunecare de mari proporţii), fie de dezrădăcinarea unor arbori pe pantă accentuată, sau o furtună puternică etc.

Sfărîmăturile de rocă nu se rostogolesc uniform pe pante. Blocurile mai mari ajung prin salturi mai departe, pe cînd cele mai mărunte, care se rostogolesc mai încet, rămîn mai aproape de locul de desprindere. Forma sub care se prezintă sfărîmăturile joacă de asemenea un rol important în dinamica rostogolirii : bucăţile mai rotunjite pot înainta mai departe, pe cînd cele colţurate sau plate rămîn mai aproape chiar dacă sînt mai mari, deoarece ori se aşează pe lat, ori se prind între colţurile altor fragmente întîlnite în cale.

Cu timpul, sfărîmăturile acestea ajung de acoperă partea inferioară a povîrnişurilor, alcătuind *grohotişurile* sau *horjurile* cum sînt numite în Munţii Făgăraş, ceea ce în bibliografia franceză se numesc *formations d'éboulis*, în cea engleză *slide rock* şi în germană *Flusschut*. Cea mai simplă formă sub care se întîlnesc aceste depozite sînt *conurile de grohotiş (cône d'éboulis*, sau *casses* în Alpii Francezi). Ele se formează acolo unde sursa de material mobil este limitată spaţial, trebuind să treacă printr-o deschidere îngustă dintre două stînci, ori unde microrelieful povîrnişului, peste care se rostogolesc pietrele, impune îndrumarea pe un făgaş unic a materialului rostogolit. În cazul acesta se individualizează un *jgheab al rostogolirilor* deasupra conului de grohotiş în lungul căruia nu numai

vegetaţia, dar şi solul este înlăturat, producîndu-se o adevărată eroziune a pietrelor în rostogolire.

Întrucît rostogolirea pietrelor, ca orice mobil pus în mişcare de forţa gravitaţiei, urmează în general linia de cea mai mare pantă (cu unele împrăştieri aberante datorită ocolirii bolovanilor), jgheabul acesta este de multe ori folosit şi de şuvoaiele care se formează în timpul ploilor repezi, astfel că se adînceşte şi pe această cale, căpătînd caractere asemănătoare formelor respective din cadrul eroziunii torenţiale. Îmbinarea aceasta îşi are însă contribuţia ei la fixarea conului de grohotiş, întrucît conlucrarea cu apa duce la bătogirea particulelor unele în altele şi la cimentarea prin materialul mai fin care pătrunde printre bolovani şi care, înmuiat cu apa, astupă golurile. De asemenea umezirea produsă prin apele scurse pe jgheab peste conul de grohotiş ajută şi la prinderea vegetaţiei, care duce la fixarea şi îmbătrînirea grohotişului. Aceasta se înfăptuieşte cu deosebire atunci cînd şi sursa de material dislocat de sus dintr-o pricină oarecare încetează. Este faza finală a grohotişului.

Deşi conurile de grohotiş se aseamănă în multe privinţe cu conurile de dejecţie sau agestrele, ele se deosebesc de acestea prin înclinarea lor mult mai mare (între 26—40° la grohotiş şi doar 5—15° la agestre), prin mobilitatea materialelor care le alcătuiesc în faza primară (consolidarea fiind un fenomen secundar, petrecut în timp), în contrast cu relativa fixare a materialelor din agestre unde apa transportă şi cimentează prin materialul fin particulele mari, prin lipsa de structură (îngrămădire haotică a fragmentelor din grohotiş) faţă de stratificaţia de un anumit tip a agestrelor (stratificaţie încrucişată). În sfîrşit, cele două formaţiuni se deosebesc şi prin aşezarea bucăţilor mari de rocă spre periferie la grohotişuri şi la partea superioară în agestre. V. M i h ă i l e s c u, care a urmărit vastele grohotişuri de pe valea Slănicului moldovenesc (133), deosebeşte la conurile de grohotiş de sus în jos trei părţi, şi anume : o zonă superioară cu pantă foarte repede, cuprinzînd sfărîmături mijlocii şi mici (sub 3 dm), o zonă intermediară cu întîrzieri de pantă unde se opresc bolovanii mai mari, o zonă inferioară (poala grohotişurilor) unde se adună blocurile cele mai mari, rostogolite de sus. Totul se termină pe planul orizontal al unei terase sau albii majore printr-o „aureolă de risipire“ a pietrelor colţurate aruncate la întîmplare.

O bună bucată de vreme grohotişurile rămîn mobile. Prin rostogolirea bolovanilor, ele distrug arbuştii şi chiar arbori puternici, pe care îi îneacă în sfărîmături. Procesul de dezagregare şi alterare continuînd ca şi mişcarea sfărîmăturilor, acestea ajung la un timp să se încleşteze unele în altele, mai ales în condiţii schimbate de climă (cu umiditate mai mare). Vegetaţia începe să prindă (în etape : bacterii, plante inferioare, plante superioare), ajungînd să fixeze grohotişurile.

În formaţiunile mixte, rezultate din depunerea grohotişurilor şi scurgerea şuvoaielor pe acelaşi jgheab al rostogolirilor, caracteristicile celor două formaţiuni se amestecă : conul devine mai puţin înclinat, mai consolidat chiar în faza formării lui, fără stratificaţie însă, căci îngrămădirea neregulată continuă prin rostogolirile care nu încetează.

Acolo unde dezagregarea capătă proporţii deosebit de accentuate pe un perete larg de stîncă (datorită condiţiilor de expoziţie şi de facies litologic), rostogolirile sfărîmăturilor de rocă se fac aproape continuu pe întreaga lungime a po-

vîrnişului alcătuind *pînze de grohotiş*[1], care se prezintă ca o îngemănare a mai multor conuri de grohotiş. Asemenea pînze de grohotiş se văd sub Masivul Piatra Craiului pe povîrnişul numit Horjul Mare (fig. 77), unde o astfel de pînză se întinde pe vreo 4 km lungime, sau sub vîrful Ocolaşul Mare din Ceahlău ; de ase-

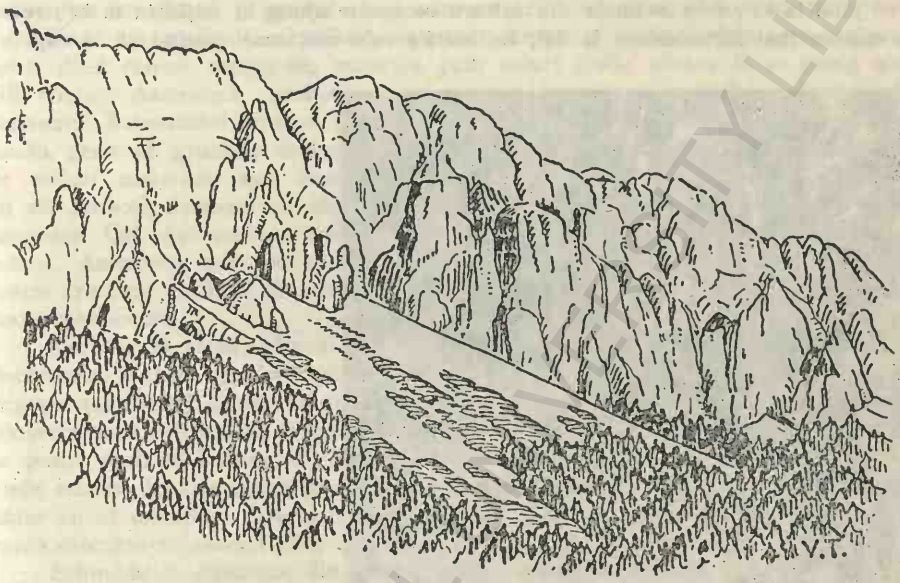


Fig. 77. — Pînza de grohotiş (Horjul Mare) de pe povîrnişul estic al Pietrei Craiului.

menea pe povîrnişul apusean al Hăghimaşului Mare sau cel de la intrarea în Cheile Putnei aproape de Lepşa (fig. 78). Formaţii asemănătoare cunoscute şi sub denumirea de *cîmpuri* sau *mări de pietre* se întîlnesc în proporţii deosebit de mari în Retezat, unde vîrfurile Păpuşa, Peleaga, Retezat etc. (fig. 18) stau îmbrăcate în mare măsură în grohotişuri mobile. În locurile cu pantă mai redusă, la unele grohotişuri se poate deosebi aşezarea în fîşii alungite pe linia de cea mai mare pantă, cunoscute sub denumirea de *rîuri de pietre*, întîlnite de asemenea în Masivul Retezat, dar şi în regiuni mai joase prin împrejurimile oraşului Brad (20).

Deseori grohotişurile pot învălui sau acoperi cu totul nuclee stîncoase *(rock-core* sau *Felskern)*, care se ivesc din mantia de aşchii de piatră ca un fel de martori ai reculului peretelui stîncos de pe urma îndelungatului proces de dezagregare. Fenomenul este frecvent în munţii noştri (fig. 19).

Ca forme vii, grohotişurile se află în continuă transformare şi sînt mobile. După măsurătorile efectuate, panta lor poate ajunge pînă la 40° şi uneori

[1] Ceea ce corespunde termenilor : francez *talus d'éboulis*, englez *talus slope* sau german *Schutthalde*.

chiar mai mult. Dar această înclinare este în funcţie de dimensiunile şi forma elementelor care alcătuiesc grohotişul şi chiar de constituţia lor litologică.

După numeroase măsurători, cercetătorul elveţian Adam Piwowar a arătat încă din 1903 că grohotişurile provenite din roci şistoase pot atinge o înclinare de 26 pînă la 32°, cele alcătuite din calcare compacte ajung în mijlociu la 32°, cele din calcare mai fărîmicioase la 34°, înclinările cele mai mari putînd să le capete

Fig. 78. — Porţiune din pînza de grohotiş de la intrarea în cheile Putnei (mai jos de satul Lepşa, nordul Vrancei), în care se deosebesc cele trei părţi : *sus*, particule fine, la *mijloc* bolovani ; *jos*, particulele cele mai mari.

grohotişurile alcătuite din sfărîmături granitice, care au în mijlociu 37°. După alţi cercetători, grohotişurile pot atinge chiar 45° înclinare. Trebuie să menţionăm că, atunci cînd grohotişul este udat de ape, panta lui devine mai slabă, datorită bătătoririi materialului (cf. 48).

Odată fixate prin vegetaţie, mai ales prin vegetaţia arborescentă, grohotişurile se consolidează şi după trecerea timpului pot deveni elemente de relief stabile, care suportă construcţii de drumuri, clădiri etc. Sub abruptul estic al Bucegilor dinspre valea Prahovei, grohotişurile vechi consolidate suportă cartiere

întregi din orașele Bușteni și Sinaia (fig. 35). În această situație ele cu greu pot fi reactivate, chiar prin despădurire. Numai dacă prin eroziune de adîncime se creează rupturi de pantă sau taluzuri abrupte, grohotișul, putînd da naștere la pornituri de felul alunecărilor sau luat în primire de șuvoaie, se pune în mișcare sub forma de *torenți de pietre*, care în înaintarea lor pot pricinui daune pădurii ce invadează și produc chiar uscarea arborilor prin sfîrtecarea tulpinilor.

Peste un grohotiș consolidat se poate forma o a doua depunere de grohotiș, dînd conuri suprapuse, separate prin soluri fosile cărora li se poate stabili vîrsta. Asemenea grohotișuri suprapuse au fost semnalate la noi în piemontul Retezatului dinspre Țara Hațegului în vecinătatea Clopotivei (136). Acolo, peste un grohotiș de bază fixat, urmează un orizont format din alternanțe de mîluri nisipoase sau arenacee și fragmente colțuroase, iar peste acestea un alt grohotiș format din blocuri colțuroase mijlocii sau mari, prinse în argile nisipoase. Cel mai vechi a fost identificat ca pleistocen, iar cel de deasupra ca actual. Asemenea suprapuneri ajung să formeze adevărate *tăpșane de pietre*, foarte frecvent întîlnite în circurile glaciare sau la baza povîrnișurilor stîncoase mai proeminente.

Trebuie să menționăm și unele particularități care pot surveni în mișcarea elementelor mobile ce alcătuiesc grohotișul. Vehicularea lor prin zăpada aflată în mișcare (avalanșe) aduce modificări esențiale în forma pe care o ia grohotișul, deoarece particulele sînt împinse în genere mult mai departe și pot fi mișcate pe pante mult mai slabe. E. Haug arată că bolovănișul astfel antrenat se întinde relativ departe chiar pe planurile orizontale, unde capătă un aspect asemănător cu al morenelor glaciare, fiind dispuse în arc de cerc cu concavitatea spre panta dincotro au coborît (39).

Schimbările climatice din timpul cuaternarului au produs schimbări în forma depunerii grohotișului, putîndu-se deosebi prin particularități de felul celor indicate mai sus grohotișurile vechi cuaternare de cele actuale. V. Mihăilescu (136) arată că „blocurile mari aflate la mai mulți kilometri de poala munților și rămase netocite nu pot fi explicate prin transportul fluviatil, ci prin tîrîrea nivală a nămolurilor în care erau amestecate fragmentele colțuroase de la cele mai mici pînă la cele mai mari". Credem că această particularitate poate constitui un argument în legătură cu originea periglaciară pleistocenă a depozitului descris.

Surpările. Numite și prăbușiri, acestea se produc prin distrugerea suportului unei mase de roci, care în interiorul ei poate rămîne unitară. Se deosebesc astfel de rostogoliri, care se produc datorită desprinderii sau distrugerii unității masei. Distrugerea suportului se poate înfăptui prin efectul mecanic al eroziunii laterale a apelor curgătoare, prin lovirea repetată a valurilor marine la baza falezei, deci tot un fenomen mecanic, sau ca urmare a dizolvării rocilor în adînc, ca în cazul proceselor carstice, deci printr-un fenomen chimic.

Foarte frecvent se poate vedea cum apa unui rîu roade la bază malul vertical, făcînd o scobitură care pe alocuri se adîncește de te miri cum mai rezistă malul în poziția lui. Nu trece însă multă vreme și acesta se surpă, apărînd un mal nou în tăietură proaspătă, cu materialul dărîmat depus la bază, care apără un timp ca un contrafort partea de jos a noului mal. Fenomenul se petrece cu mai mare frecvență în porțiunea concavă a meandrelor, unde eroziunea laterală lucrează mai activ. De aceea, mai totdeauna malul concav al albiei este vertical și

prezintă aproape fără excepţie semnele acestui fenomen : porţiuni de mal mai nou sau mai vechi cu dărîmăturile caracteristice la bază.

Un proces întrucîtva asemănător se desfăşoară la ţărmul mării, unde valurile au la baza falezei un efect distrugător, cu mult mai mare decît al apelor curgătoare. Şi aceasta se datoreşte nu numai atacului de front al valurilor, desigur

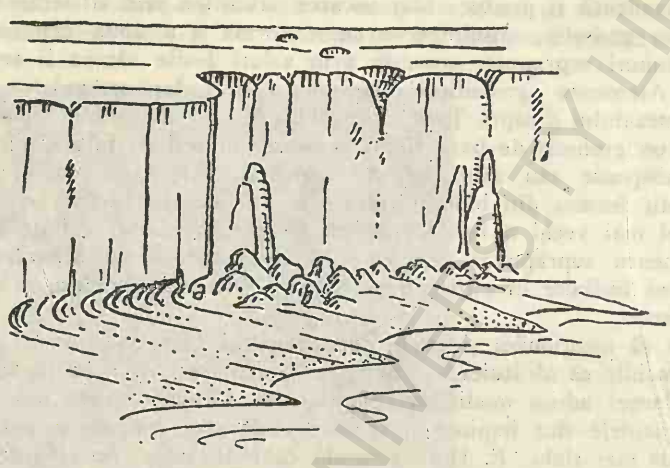


Fig. 79. — Forme de surpare la baza unei faleze, *a*, Firide ; *b*, mormane de surpare.

mai puternic decît acela lateral al apei rîurilor, dar chiar puterii mari de lovire a valurilor marine, ce se intensifică în raport cu intensitatea vîntului (putînd ajunge pînă la 30 t/m² în vreme de furtună).

La baza falezei se formează astfel mărunte firide (fig. 79 *a*) care pricinuiesc desprinderea şi prăbuşirea porţiunii de faleză rămasă astfel fără suport. Iau naştere mormane de surpări *(b)* care au şi ele o existenţă efemeră, întrucît cu timpul sînt curăţate de apele mării în mişcare, astfel că valurile pot măcina în continuare baza falezei. Aceste salturi constituie de fapt esenţa abraziunii marine. Cînd ţărmurile sînt alcătuite din loess, opera de distrugere a ţărmului prin surpări poate înainta destul de repede cînd nu se iau măsurile necesare.

În faleza dobrogeană de la sud de Constanţa, alcătuită din loess, care pe unele locuri se sprijină pe un calcar sarmatic, iar pe alocuri prezintă şi intercalaţii de marne şi argile, C. Brătescu a arătat că şi opera de distrugere prin surpări se diferenţiază : „Acolo unde prin imersiune loessul, argilele şi marnele au venit în contact direct cu marea, aceasta şi-a îndeplinit cu iuţeală opera de abraziune, înlesnită şi de surpările malurilor, cauzate de ploi şi de pînza de apă subterană de peste argilă ; iar unde calcarul sarmatic mai rezistent se găseşte peste nivelul mării, abraziunea merge mai încet. De aici conturul uşor şerpuit al ţărmului dobrogean" (114). Această diferenţiere structurală explică, după autorul citat, formarea *teraselor de surpare*, care între Constanţa şi Tuzla sînt în număr de şapte, uşor arcuite în formă semicirculară.

Dar în afara cauzelor de subminare a bazei unor maluri nu trebuie pierdute din vedere surpările datorite chiar *pantei* povîrnişurilor, cînd aceasta este mai mare decît poate suporta rezistenţa rocii. Este o cauză care uneori se asociază celei arătate mai sus. S-a constatat că rocile eruptive dure şi calcarele pot rezista pînă la pereţi verticali sau apropiaţi de verticală, în vreme ce rocile mai moi se surpă la înclinări cu mult mai reduse. Gresiile nu pot trece de 45°, iar argilele şi nisipurile nu pot da naştere decît la efemere pante repezi, întrucît acestea se surpă cu uşurinţă.

Dar surpările se pot produce şi în adînc datorită descompunerii rocilor. Prin acţiunea ei dizolvantă, apa pătrunde în calcare (sau gipsuri) prin cele mai mici fisuri, pe care le lărgeşte treptat, creînd cavităţi şi caverne întortochiate de dimensiuni inegale. Aşa se explică de ce în ţinuturile calcaroase apele unor rîuri dispar în adînc, croindu-şi cursuri subterane. În felul acesta acţiunea dizolvantă a apelor poate progresa pînă la prăbuşirea bolţilor grotelor, scoţînd la lumină cursuri de apă pînă atunci ascunse sub pămînt. Pe alocuri se mai păstrează un timp porţiuni din fosta boltă a grotei sub formă de punţi naturale, cum se vede pe valea Rumelului lîngă oraşul Constantin din Algeria (fig. 80) lămurind originea fenomenului.

Fig. 80. — Porţiune din cheile Rumelului (Algeria) unde se mai văd părţi din fosta boltă a grotei ca nişte punţi naturale, rămase în urma surpărilor produse.

Iau astfel naştere *depresiuni carstice* de forme neregulate şi adîncimi variabile, care creează un microrelief specific, semnalat de pildă în Turkestan în împrejurimile lacului Baskunciak, în raionul Ufa sau în Crimeea (125). Surpări asemănătoare se semnalează şi în gipsurile de sub pătura solului vegetal prin Alpii Francezi, dînd naştere la mici depresiuni cunoscute sub numele de *oulettes* (39).

În unele cazuri surpările pot fi pricinuite şi prin acţiunea nechibzuită a omului. V. A. Obrucev (54) citează numeroase asemenea cazuri. Astfel, pomparea unei mari cantităţi de apă din unele puţuri arteziene a creat goluri subterane prin îndepărtarea o dată cu apa şi a nisipurilor din adînc, avînd ca rezultat surpări catastrofale, cum a fost cea de la arsenalul din Briansk, cea care a provocat distrugerea unor clădiri din oraşul Schneidemühl — Poznan ş.a. Frecventele surpări semnalate pe vremuri la Brăila se datorau — după cum au arătat cercetările întreprinse — unor hrube părăsite, rămase sub vatra oraşului din vremea turcilor.

Dar deosebirile dintre rostogoliri şi surpări — pe care fără temei ştiinţific unii autori le confundă — nu constau numai în faptul că cele dintîi se produc prin distrugerea unităţii masei, pe cînd cele de-al doilea sînt cauzate de distrugerea suportului, ci şi prin modul cum se desfăşoară, precum şi prin formele la care dau naştere (fig. 81).

În vreme ce rostogolirile se produc treptat, desprinzîndu-se azi o piatră, mîine alta, surparea se caracterizează prin *bruscheţea*, prin *spontaneitatea* cu care se produce; este o categorie de pornituri care se produce cu brutalitate, dintr-o dată. În vreme ce la rostogoliri se produce o rulare prin sărituri a materialului pe pante, la surpări este vorba de o *cădere*, de cele mai multe ori pe verticală, o cădere liberă a unei mase mult mai mare de roci. La rostogoliri roca se desface mai întîi în bucăţi pentru a se pune în mişcare, pe cînd la surpări numai datorită mişcării (căderii) masa prăbuşită se poate sfărîma sau nu.

Formele la care dau naştere surpările se caracterizează prin cele două componente: locul de desprindere cu pereţii verticali sau apropiaţi de verticală şi porţiunea de îngrămădire haotică a materialului prăbuşit, care poate fi numită *depozit de surpare* sau *mormane de dărîmături* (135).

La surpări nu iau naştere grohotişuri, cum au afirmat în grabă unii autori. Grohotişurile presupun aşchii plesnite din stîncă, mişcate în cea mai mare parte prin rostogoliri pe pantă (de unde şi orînduirea lor cu fragmentele mai fine la partea superioară şi fragmentele mai mari jos la periferia grohotişului). La surpări se formează grămezi neregulate (nu „conuri", cum de asemenea greşit s-a afirmat), care pot avea partea mai înaltă nu numaidecît imediat la marginea pantei, ci la oarecare distanţă de aceasta (fig. 82). Grohotişurile cuprind în majoritatea cazurilor fragmente de roci tari, pe cînd depozitele de surpare pot fi formate deopotrivă şi din roci moi, fărîmicioase (exemplu loess).

Există totuşi situaţii în care surpările împrumută unele caracteristici de la rostogoliri, iar formele rezultate prezintă asemănări cu cele datorite rostogolirilor. Astfel, cînd căderea masei de roci se face de la mare înălţime, deci cînd locul de aşezare al materialului desprins nu se află în apropierea firidei de desprindere, astfel că blocul respectiv *nu cade* pur şi simplu ca la surpări, ci este antrenat în continuare şi de o mişcare pe povîrniş ca la rostogoliri, în această situaţie materialul se fărîmiţează în drum, unele fragmente apucă înaintea altora, vegetaţia şi chiar formele mici de relief ale povîrnişului sînt distruse, întreg fenomenul ia proporţii de catastrofă. Trebuie să menţionăm însă că nici în astfel de situaţii nu ia naştere un grohotiş propriu-zis, ci o formă de împrăştiere dezordonată a sfărîmăturilor de rocă rezultate, uneori dispuse liniar ca la torenţii de pietre, cînd materialul în mişcare se dirijează în lungul vreunei văi.

Din cele arătate observăm că surpările pot fi împărţite în mai multe categorii. După cauza care le dă naştere, se pot deosebi: surpările pricinuite prin subminarea bazei (de exemplu cele datorite abraziunii marine, ori prăbuşirii bolţilor peşterilor) de cele pricinuite prin slăbirea sprijinului lateral (cazul pantelor prea accentuate faţă de consistenţa rocii ce le alcătuiesc) sau de cele pricinuite de cutremure sau trepidaţii (circulaţia vehiculelor grele, exploziile de mină etc.). După locul pe care-l ocupă, se pot deosebi surpările marginale (maluri, faleze) de cele interioare (surpările bolţilor de peşteri).

După o trecere de timp, dacă încetează cauza care le-a dat naştere, formele rezultate prin surpare evoluează spre o statornicire a lor; planul de desprindere

poate fi invadat de vegetaţie, iar depozitul de surpare se nivelează prin procese de tasare, spălare etc., luînd aspectul unei prispe, denumită de unii autori *prispă de surpare*. După localizare şi geneză s-au diferenţiat două categorii de prispe de

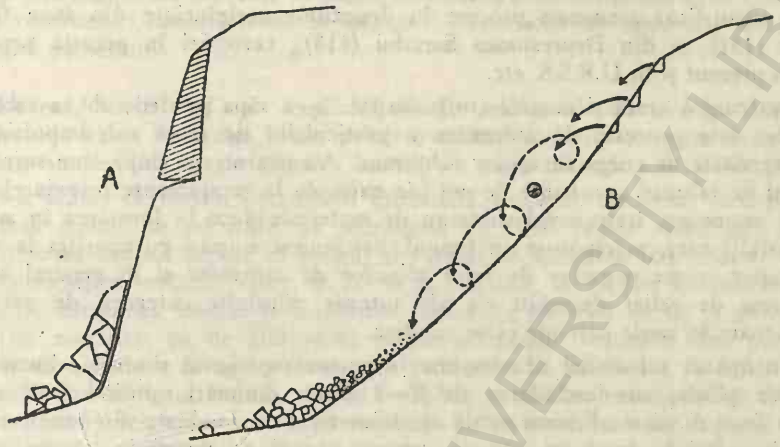


Fig. 81. — Deosebiri între modul de producere şi acumulare la surpări (*A*) şi rostogoliri (*B*).

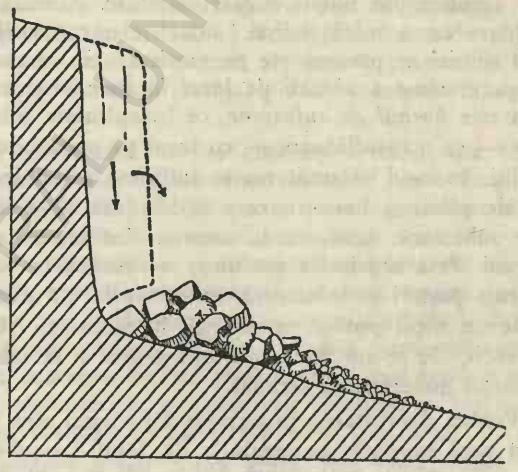


Fig. 82. — Formarea depozitului de surpare şi aspectul neregulat al acestuia cu distribuţia materialului inversă ca la grohotişuri (particulele mai mărunte spre periferie).

surpare: cele de *nivel de bază* şi cele de *suport structural*, care se formează pe nişa unui orizont de rocă mai dură ieşită în afară (135).

Sufoziunea. Fiind un proces de subminare datorită circulaţiei apelor subterane[1], face parte din ceea ce se numeşte *relief de infiltrare*. În vremea din urmă au apărut la noi o serie de lucrări legate de geneza şi modul de acţionare a acestui proces, care în trecut se confunda uneori cu tasările, alteori cu fenomenele

[1] În cazul acestui proces apa nu intervine decît prin forţa ei mecanică, de aceea îl situăm în prima şi nu în a doua grupă de pornituri (cea prin umezirea terenurilor).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

carstice, cu care prezintă doar unele trăsături comune, nu însă identitate. În țara noastră sufoziunea a fost semnalată prin 1959 mai întîi în formațiile loessoide din împrejurimile orașului Botoșani (155), apoi în marginea răsăriteană a Bărăganului în malul dinspre Dunăre (156). În același timp (1960), și geografii polonezi au identificat asemenea procese în depozitele periglaciare din zona flișului carpatic (151) și din Depresiunea Sanului (118); cercetări în această problemă se fac în prezent și în U.R.S.S. etc.

Așa cum o arată și numele (*suffodio* lat. = a săpa pe dedesubt, a submina), sufoziunea este procesul de antrenare a particulelor de teren sub impulsia presiunii exercitate de curgerea apelor subterane. Aceasta atrage după sine surpări de maluri și de taluzuri construite de om (de exemplu la terasamente feroviare) și tasări. De asemenea, transportul subteran de materiale duce la formarea în adînc a unor cavități care, mărindu-se cu timpul, pricinuiesc surpări cu apariția la suprafață a unor forme negative de felul *pîlniilor de sufoziune* și în general a unor microforme de relief deosebite de ale tuturor celorlalte categorii de pornituri, asemănătoare în unele privințe celor carstice.

Un aparat sufozional se compune la partea superioară dintr-o adîncitură în formă de pîlnie, cu deschiderea de 2—3 m în diametru, putînd însă ajunge chiar la 5—6 m, și o adîncime egală aproximativ cu o jumătate din lungimea diametrului, avînd în fund un orificiu astupat uneori de vegetație sau cu pămînt puhav rezultat din micile surpări laterale. Aceasta este *pîlnia de sufoziune*, asemănătoare cu o mică dolină, unicul element vizibil la suprafață. Orificiul din fundul pîlniei se prelungește pe verticală cu un canal îngust, ce străbate aproape întreaga grosime a păturii de loess în care se dezvoltă cu predilecție sufoziunea. Acesta este *hornul de sufoziune*, ce îndeplinește rolul de puț absorbant, făcînd legătura — ca o răsuflătoare — cu locul pe unde circulă curentul de apă de la baza loessului. În mod obișnuit nu se întîlnesc pîlnii izolate, ci un șir sau mai multe șiruri de pîlnii și hornuri, care se aliniază de-a lungul curenților de circulație a apelor subterane, acolo unde acestea sînt organizate în șuvoaie ca niște torenți subterani. Prin eroziunea acestora, se creează la baza loessului *hrube sufozionale*, adevărate peșteri în miniatură, avînd de la 0,5 pînă la 2 m înălțime, prin unele din ele un copil putînd să meargă în picioare. Atît doar că, dată fiind friabilitatea rocii, ele se surpă cu ușurință pentru a se mări continuu ca deschidere, prin transportul materialului fărîmat.

Pentru dezvoltarea procesului sufozional sînt necesare anumite condiții. Mai întîi o rocă poroasă, permeabilă, de felul loessului sau al depozitelor loessoide. Acestea nu sînt însă singurele roci în care se dezvoltă formele sufozionale menționate. În condiții asemănătoare iau de asemenea naștere și în nisipurile fine mîloase, chiar slab cimentate, cum sînt cele de la Runcu (Robești) pe cursul mijlociu al Buzăului, sau în nisipuri argiloase prăfoase și mai rar chiar în lehmuri nisipoase etc. O altă condiție necesară este existența unui climat cu un anotimp secetos, ba chiar cu oarecare nuanță de ariditate. În strînsă legătură cu acest climat, este și drenajul discontinuu al apelor de la baza loessului, care circulă astfel sub forma de șuvoaie sau torenți subterani. În condițiile unor climate cu nuanță pronunțată de ariditate, procesele de sufoziune capătă posibilități optime de dezvoltare.

Menţionăm însă că, sub forma eroziunii şi a transporturilor subterane, sufoziunea are loc şi în climatele mai ploioase, unde terenurile au drenaj în pînze acvifere continue ; acolo însă nu se mai dezvoltă aparate sufozionale de felul celor descrise mai sus, ci ies la iveală pe suprafaţa netedă a formaţiunilor doar tasări largi, iar pe povîrnişuri surpări locale şi depuneri importante de materiale transportate de apele subterane.

La noi, V. Trufaş, explică formele sufozionale de la Rîpa Roşie, din apropiere de valea Secaşului Mare, printr-o strînsă corelare cu apele de infiltrare, prin care se justifică şi participarea în atît de mare măsură a tasărilor (154).

S-a arătat că loessul prezintă o însemnată forţă de coeziune, care se manifestă însă numai pe verticală, pe orizontală ea fiind foarte slabă sau aproape nulă. Aceasta explică faptul că loessul şi formaţiile loessoide dau naştere de obicei la povîrnişuri verticale chiar de 25-30 m înălţime, în contact cu cele teşite din argile. De asemenea loessul şi formaţiile loessoide, datorită pe de o parte porozităţii lor specifice, pe de altă parte îngustelor canale verticale, dau posibilităţi maxime de infiltrare a apelor meteorice pe verticală, în vreme ce infiltraţia pe orizontală este cu totul redusă. Aceasta explică şi tăierea caracteristică a acestor roci pe planuri verticale, precum şi posibilitatea ca unele coloane înguste despărţite de restul malului să poată rămîne un timp în poziţie verticală, ceea ce dă malurilor de loess forme asemănătoare celor din calcare, dar, se înţelege, repede schimbătoare. Trebuie să menţionăm, în sfîrşit, că formaţiile loessoide sînt extrem de sensibile la acţiunea apei, care levighează şi dizolvă particulele calcaroase, făcînd astfel ca loessul să se înmoaie şi să-şi piardă coeziunea, tasîndu-se şi prăbuşindu-se pe fisuri verticale.

În condiţiile unui climat continental cu un anotimp secetos, apa freatică are un drenaj discontinuu, formînd adevăraţi torenţi subterani, care curg prin porii rocii şi prin fisuri, căpătînd înclinări diferite şi ca urmare şi viteze diferite în lungul traseului curentului. La viteze şi presiuni mari, apa torenţilor subterani capătă caracter tulburent, încărcîndu-se şi transportînd particule de rocă. În felul acesta, curentul subteran exercită o adevărată eroziune asupra locurilor prin care trece, creînd cavităţi pe care le lărgeşte treptat, transformîndu-le în hrube sufozionale ce debuşează la baza povîrnişului, unde se şi depun particulele purtate. Întrucît însă circulaţia curentului subteran nu este posibilă decît prin realizarea unei corelări cu presiunea normală atmosferică, pe planurile fisuraţiilor verticale se formează, prin absorbţie, hornuri verticale ca nişte răsuflători (fig. 83).

Iniţial apele din hruba subterană pot curge afară, dar numai pînă ce se creează vidul din interiorul acestei cavităţi, care are tendinţa de a trage înapoi curentul apei. Presiunea atmosferică exercitată prin deschiderea de la baza povîrnişului, adunată de forţa de frînare a vidului creat în hrubă, se echilibrează cu presiunea dată de unghiul de înclinare al hrubei. În această situaţie apa nu mai poate curge subteran şi nici ieşi afară, iar forţa de absorbţie a vidului, pe de o parte, şi acumularea în continuare a apelor prin infiltrări, deci sporirea presiunii interioare, pe de altă parte, duc la sfredelirea terenului pe verticală prin locurile cele mai slabe (prin fisuri sau de-alungul îngustelor canale verticale), creînd hornurile de sufoziune, iar la capătul superior al acestora pîlniile de sufoziune.

Din însăşi dinamica procesului se explică de ce rareori apar la suprafaţă pîlnii sufozionale izolate, în mod obişnuit întîlnindu-se *şiruri de pîlnii* (fig. 84) aliniate în lungul traseului hrubelor subterane, aşa cum au fost identificate pe versantul stîng al văii Sitna, în dreptul satului Cişmea din apropierea oraşului Botoşani (155). Cînd pătura depozitului loessoid este subţire, hornurile sînt mai scurte şi se termină la suprafaţă fără pîlnii bine marcate (acestea se pot forma

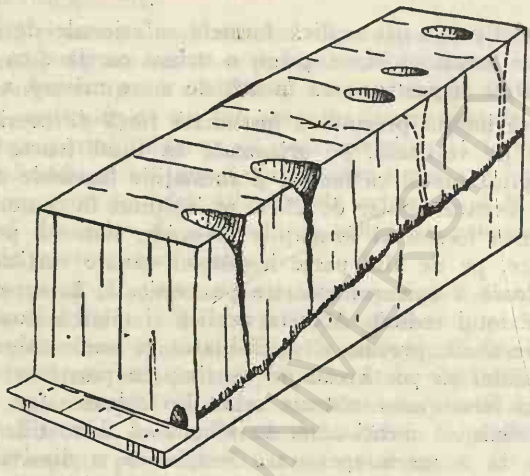


Fig. 83. — Legătura genetică dintre şirul de pîlnii sufozionale şi şuvoiul subteran prin hornurile verticale create pe planurile fisurilor verticale.

chiar la o grosime de 1-2 m a formaţiilor loessoide). Cînd, dimpotrivă, depozitul în care se desfăşoară sufoziunea este foarte gros, aparatul sufozional se amplifică luînd forme majore. Hornurile lărgite pe de lături ajung adevărate *avene de sufoziune* largi de 10-15 m în diametru şi adînci chiar de peste 20 m, cum se poate vedea în malul Bărăganului dinspre Balta Ialomiţei la nord de Feteşti sau în Dobrogea între Cernavodă şi Saligny. La bază se vede capătul hrubei subterane, iar în interiorul avenului apar frecvent lungi *ace de loess,* groase doar de 20-30 cm, dar înalte pe alocuri de 10-12 m (fig. 85), ce se menţin astfel un timp pentru a se surpa apoi. Întreg povîrnişul cîmpiei spre braţul Borcea între Feteşti şi Stelnica şi mai la nord pe întreg malul Dunării pînă în apropiere de Galaţi este plin de asemenea avene, avînd vizibile pe alocuri guri de hrube pînă la 2 m înălţime. Prin surparea părţilor de povîrniş desprinse pe planuri verticale *(coloane prismatice* sau *martori sufozionali),* la baza acestuia se formează un taluz de surpare, un depozit răvăşit, de înălţime şi cu înclinări inegale.

Înlănţuirea mai multor asemenea aparate simple duce la formarea unor complexe de sufoziune de felul *rîpelor* şi *văilor sufozionale.* Cele dintîi rezultă din contopirea mai multor pîlnii dintr-un şir, prin surparea punţilor dintre ele pînă la nivelul hrubei subterane, care în această situaţie ajunge pe fragmentul respectiv descoperită. *O rîpă sufozională* are astfel înfăţişarea unei ravene cu ver-

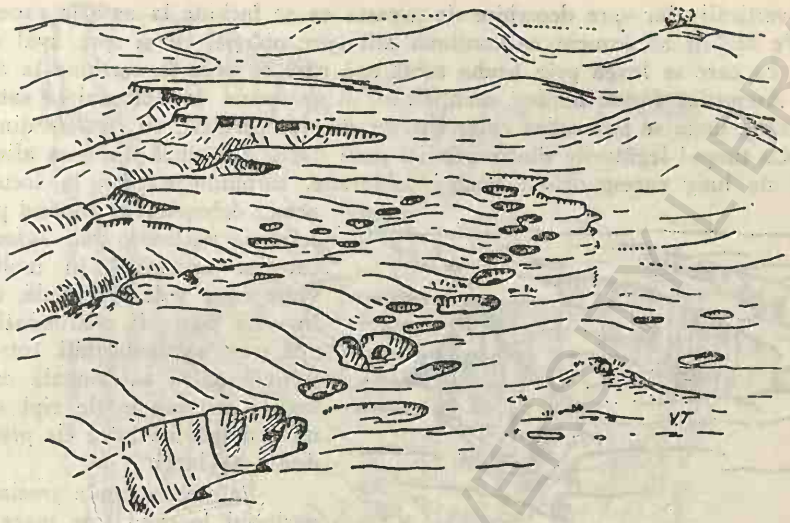


Fig. 84. — Şiruri de pîlnii sufozionale de pseudoterase de alunecare pe stînga văii Sitna la N de Botoşani.

Fig. 85. — Aven sufozional în abruptul malului Borcei la N de Feteşti. Se văd ace de loess, iar la bază gura hrubei sufozionale (dimensiunile în cifre).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sanţi verticali, dar spre deosebire de aceasta ea se închide la ambele capete (fig. 86). Pe acelaşi aliniament ea continuă atît spre obîrşie, cît şi spre aval cu alte pîlnii, cu care se leagă prin hruba subterană care se vede în secţiune la capetele rîpei. Asemenea forme au fost identificate în apropiere de Botoşani la satul Băiceni (155), unde se pot vedea chiar sisteme de rîpi paralele, cu *crestele* dintre ele.

Cu timpul legăturile dintre pîlniile unui întreg şir, adică dintr-un aliniament destul de lung corespunzător hrubei subterane, surpîndu-se pînă la locul unde acesta debuşează la capătul povîrnişului, ia naştere o *vale sufozională*, care se aseamănă în multe privinţe cu o vale torenţială, cu care însă nu poate fi confundată datorită unor particularităţi. Într-o fază iniţială valea sufozională cuprinde încă o succesiune de rîpi sufozionale, despărţite între ele prin punţi destul de largi.

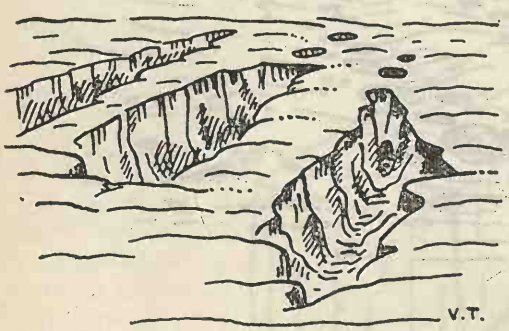


Fig. 86. — Rîpe sufozionale închise la ambele capete, rezultate din contopirea mai multor pîlnii, la Băiceni-Botoşani.

Pe alocuri, unde grosimea depozitului loessoid este mare, ca la Stelnica, la nord de Feteşti, valea cuprinde în lungul ei un şir de avene, despărţite prin punţi largi la nivele din ce în ce mai coborîte spre aval. Aceasta dă secţiuni verticale care fac ca profilul longitudinal să apară în trepte (fig. 87), ceea ce apropie şi mai mult asemenea văi de căile carstice.

Cu timpul însă valea evoluează, majoritatea sau chiar totalitatea punţilor de legătură surpîndu-se datorită friabilităţii rocii. În dreptul fostelor punţi prăbuşite, valea este strangulată formînd nişte miniaturi de chei cu pereţi verticali, pe cînd în dreptul fostelor pîlnii şi avene ea este cu mult mai largă, iar versanţii se deschid în „U". În felul acesta, în faza incipientă a evoluţiei lor, văile sufozionale se pot încă reconstitui cu fostele punţi. Asemenea forme se observă lîngă halta Borcea-Feteşti (fig. 88), precum şi în apropiere de gara Saligny. Luate însă în primire de scurgerile apelor superficiale, aceste văi evoluează în faza următoare ca nişte văi torenţiale, ale căror obîrşii înaintează spre amonte pînă la capătul şirului de pîlnii şi avene (care se pot ivi mereu înainte, înlesnind prin aceasta progresul capătului ravenei), iar la a căror debuşare se organizează în locul taluzului de surpare conul de dejecţie.

Într-un complex de văi sufozionale, interfluviile dintre acestea se îngustează treptat pînă se transformă în creste. Cu timpul ele se rotunjesc, se aplatizează, astfel că din întreg acel complex rămîne pînă la urmă o arie ca o treaptă mai joasă decît povîrnişul retras, datorită acestei „eroziuni", ce prezintă forme ondulate, pline de neregularităţi, pe alocuri chiar cu unele reactivări de pîlnii şi chiar scurte hrube puţin adînci. Aceasta este *cîmpia sufozională*, termenul ultim din evoluţia proceselor urmărite.

Din cele arătate, se pot stabili unele analogii între sufoziune şi eroziunea carstică. De altfel, şi adîncimea pînă la care pot înainta procesele sufozionale este, ca şi la eroziunea carstică, legată de limita inferioară a depozitelor de roci, care favorizează dezvoltarea acestor procese, cu menţiunea că, în formaţiunile

Fig. 87. — Rîpa mare de lîngă Stelnica (N de Feteşti), tip de vale sufozională. *A*, Avene ; *P*, punţi ; *h*, hornuri ; *H*, gura hrubei subterane.

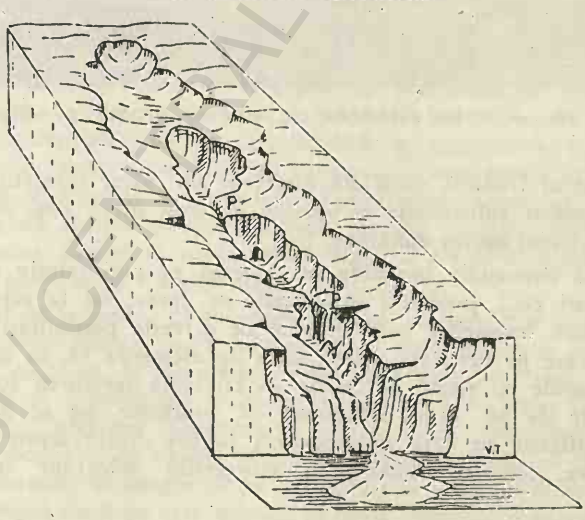


Fig. 88. — Vale sufozională evoluată, în tranziţie spre vale torenţială, lîngă Feteşti (se observă porţiuni din punţile (*P*) din valea superioară).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

loessoide în care se dezvoltă cu deosebire sufoziunea, *nivelul de bază al sufoziunii* nu ajunge chiar pînă la baza formației, mai ales cînd — în urma unor alterări mai îndelungate — s-a adunat acolo un depozit concreționar calcaros, care stînjenește circulația apelor și formarea cavităților prin care acestea se mișcă. Cînd loessul se reazemă pe o rocă mai tare, cum se vede la Rasova pe

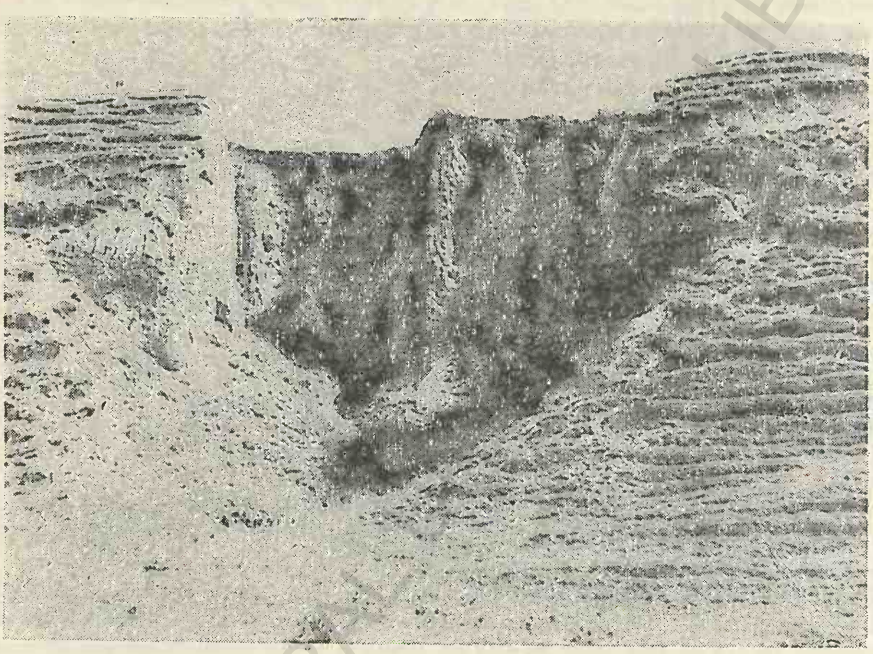


Fig. 89. — Aven sufozional la sud de Săpoca pe Buzău.

malul dobrogean al Dunării, unde stă direct pe un calcar sarmatic, întreaga desfășurare a proceselor sufozionale se oprește la acest nivel, deși acesta este mult mai înalt decît nivelul apelor dunărene.

Chiar dacă depozitele loessoide se reazemă pe roci relativ moi (ca argile, pietrișuri, lehmuri etc.), procesele sufozionale se opresc tot la suprafața acestora datorită schimbării însușirilor rocii în ceea ce privește posibilitățile de circulație a apei de infiltrare pe verticală. Menționăm de asemenea că, în cazul continuării depozitelor loessoide cu strate de calcar — cu toată înrudirea formelor carstice cu cele rezultate de pe urma sufoziunii —, procesele nu se continuă în jos datorită bazei diferite pe care se generează fiecare dintre aceste : dizolvarea în procesele carstice, acțiunea mecanică a scurgerilor subterane în procesele de sufoziune.

Dimpotrivă, dacă sub loess sînt nisipuri sau pietrișuri, formațiuni foarte permeabile, procesele de sufoziune continuă nestingherite, cum se poate vedea în avenele sufozionale de la sud de Săpoca, pe valea Buzăului mijlociu (fig. 89). În formațiuni chiar ușor impermeabile, dimpotrivă, adîncirea sufoziunii este oprită.

Se observă astfel situaţii cînd orizonturile de sol îngropat bogat în humus — deci cu o remarcabilă impermeabilitate — pot servi drept plan de drenare freatică, astfel că adîncimea pînă la baza loessului se face în etape. O asemenea situaţie se observă chiar la exemplul citat al văilor sufozionale de la Stelnica — Feteşti, etajate pe două nivele deosebite în profilul transversal : cu o vale largă cu versanţi verticali la partea superioară, sub nivelul căreia se adîncesc procesele sufozionale actuale.

Dar chiar în cazul în care benzile de sol îngropat nu duc la acumulări subfreatice, ele introduc o discontinuitate în dezvoltarea formelor sufozionale, ceea

Fig. 90. — Brîuri de trepte de surpare (*T*) la Alimanu în Dobrogea de sud, pe povîrnişurile sufozionale, unde formaţia loessiană este întreruptă de depozite lehmice sau chiar numai de orizontul de sol fosil.

ce se poate vedea mai ales pe povîrnişuri ; în dreptul acelor benzi, formele specifice ale sufoziunii se întrerup, fiind înlocuite cu mici trepte de surpare care creează planuri înclinate, ce se pun bine în evidenţă faţă de profilul vertical al malului de loess (fig. 90).

Nivelul de bază al sufoziunii este puternic influenţat de oscilaţia nivelului apelor freatice. La ridicarea acestuia, gradientul hidraulic sporeşte, presiunea hidrotehnică a curentului subteran accentuîndu-se antrenează mai mari cantităţi de particule de rocă, iar sufoziunea lucrează cu mai multă intensitate. Intensificarea aceasta se observă cu deosebire cînd nivelul crescut al apelor freatice, ori al sursei ce dă naştere la infiltrări laterale (de exemplu înălţarea nivelului apei rîului alăturat) începe să scadă, adică după ce s-a produs înmuierea orizonturilor din care apele încep a se retrage.

Menţionăm de asemenea că sufoziunea poate lua naştere şi în anumite situaţii speciale. Practicienii citează cazul taluzurilor pe care se scurg apele freatice în anotimpul cald şi care, în anotimpul rece înghetînd progresiv, închid ieşirea acestor ape, care se acumulează înălţîndu-şi nivelul. Primăvara la dezgheţ apele freatice aflate sub presiune izbucnesc cu viteză afară, antrenînd mari cantităţi din particulele rocilor ce le străbat (122). În anumite situaţii — de mari acumulări freatice hibernale — dezgheţul pe povîrnişurile sau taluzurile cu o orientare sudică mai timpuriu decît pe cele nordice produce chiar antrenarea unor particule foarte mari, bolovani, ceea ce cauzează distrugeri însemnate, duce la bombarea acestor taluzuri şi la surpări păgubitoare.

Acelaşi proces de acumulare intensă a apelor în pînza freatică se produce şi sub înrîurirea sărurilor. La ieşirea apelor din pămînt, sărurile conţinute de

acestea se precipită sub înrîurirea aerului atmosferic, cimentînd roca la suprafață și formînd o crustă salină impermeabilă. Îndărătul acestei cruste se produce acumularea apelor freatice, cu sporirea presiunii lor. Pe vreme înnorată (deci de scădere a presiunii atmosferice), presiunea internă, covîrșind pe cea din afară, sparge crusta și apele freatice se revarsă, antrenînd cu ele o mare cantitate de particule de rocă. Este cazul numeroaselor sărături de povîrniș din Moldova de nord (în Cîmpia Jijiei), ce prezintă scurgeri de noroi sărat vizibile de la distanță datorită eflorescențelor saline ce albesc în timpul secetei. Unele se întind pe zeci de metri, avînd o trenă crăpată în plăci ca la tacîre (fig. 33).

Se observă că sufoziunea alcătuiește o grupă distinctă, bine diferențiată în ansamblul agenților denudatori ai scoarței terestre, cu forme de relief specifice și evoluție proprie, generate de un agent bine individualizat — forța mecanică a curgerii apelor subterane. În cazul în care intervin și alți agenți denudatori, rezultă forme asociate (de exemplu micile surpări în trepte) care nu se pot confunda cu cele sufozionale, iar cînd un alt agent preia formele create de sufoziune (de exemplu scurgerile de suprafață într-o vale sufozională) le degradează, le transformă și dă ansamblului o geomorfologie diferită. Subliniem de asemenea că agentul denudator al sufoziunii — curgerea apelor subterane — este un agent complet, care dislocă, transportă, depune, ducînd în final la nivelare, la coborîrea generală a reliefului.

Pagubele produse de sufoziune sînt mari, deși încă puțin identificate, datorită faptului că însuși fenomenul este puțin cunoscut. Datorită acestei împrejurări, multe dintre acțiunile lui au fost în mod greșit atribuite altor cauze. Îndeplinind cele trei funcțiuni principale ale agenților denudatori — distrugere (prin subminare și scufundare), transport (apele sufozionale transportînd pînă la 3 cm^3/l) și depunere —, sufoziunea este un agent complet. Ea contribuie la distrugerea și recularea malurilor și falezelor alcătuite din roci poroase, pregătind terenul pentru această acțiune pe o zonă largă de zeci și chiar sute de metri în spatele povîrnișului, prin înaintarea hrubelor sufozionale, prin surpări și tasări locale, ce provoacă deformări în subsol și crăpături sau chiar distrugeri în construcții. Pe alocuri sufoziunea poate provoca alunecări de teren, boltirea taluzurilor antropice cu crăparea armăturii de piatră, surpări de mari proporții în interiorul orașelor așezate în vecinătatea povîrnișurilor de loess, grave stricăciuni la tunelele ce intersectează pînze acvifere fără a le crea drenări speciale etc. Pentru prevîntîmpinarea pagubelor sufoziunii, nu este suficientă astfel consolidarea oricît de puternică a taluzurilor de loess, căci procesul lucrează în adînc pînă departe în acel povîrniș, iar armarea lui fără o bună drenare poate constitui tocmai o pricină de agravare a situației, prin presiunea mare creată în acumularea acviferă subterană.

Încovoierea capetelor de strate. Acest fenomen se produce lent și în genere nu cauzează pagube însemnate. Îl menționăm doar pentru a întregi imaginea asupra formelor pe care le pot lua porniturile rezultate de pe urma cauzelor mecanice.

Condițiile în care se produce acest fenomen sînt : înclinarea mare a stratelor pînă la verticală, care dă structuri din categoria *hogback*-urilor ; orientarea înclinării acestor strate inversă față de panta generală a reliefului, la care s-ar mai putea adăuga încă o condiție, care nu este indispensabilă, dar care poate da

amploare fenomenului — ca structura respectivă să facă parte dintr-o succesiune de strate de duritate şi permeabilitate diferite.

În astfel de situaţii se observă destul de frecvent cum stratele ce păstrează în tot lungul lor o anumită orientare prezintă la capătul lor superior o răsfrîngere, o aplecare în direcţia pantei povîrnişului (fig. 91), ca un fel de încîrligare, de

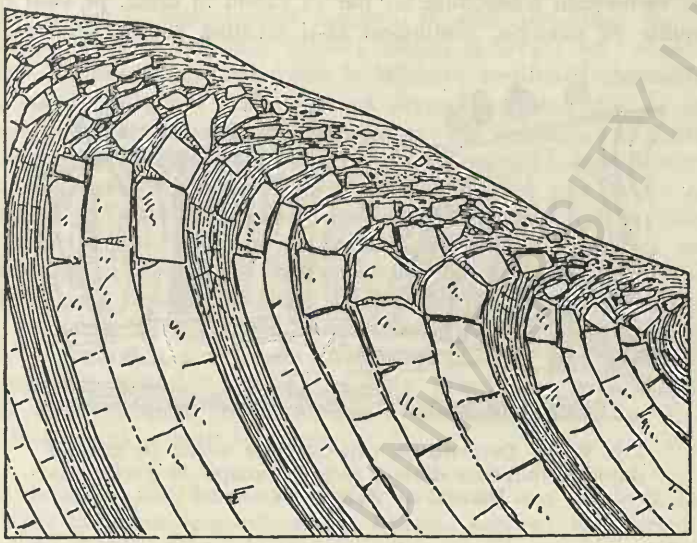


Fig. 91. — Încovoierea capetelor de strate în direcţia înclinării povîrnişului, la formaţiunile cu strate apropiate de verticală.

unde şi numele german de *Hakenwerfen der Schichtköpfe* dat acestei întoarceri a capetelor de strat sau cel francez de *inflexion des têtes des chouches.*

Fenomenul se observă însă şi în cazul în care stratele verticale, formînd stînci izolate, stau pe un plan orizontal, de exemplu străpung depozitele aluviale din albia majoră (cum se observă pe valea Milcovului între Mera şi Andreiaş) sau domină podul neted al unui interfluviu. Se observă atunci o aplecare laterală a stratelor la partea lor superioară liberă, în formă de evantai, adică de o parte şi de alta.

Între cauzele ce provoacă acest fenomen trebuie menţionată în primul rînd gravitaţia, care poate contribui direct, provocînd încovoierea părţii superioare a stratelor prin propria lor greutate, sau indirect, în urma alterării şi dezagregării acestora, fapt care le măreşte plasticitatea şi deci posibilitatea de îndoire. În afara acestei cauze generale, se mai pot adăuga şi cauze locale sau accidentale, cum ar fi apăsarea unui depozit de cuvertură (de exemplu o masă de teren în alunecare) sau înaintarea limbii gheţarilor pe un pat cu strate invers înclinate etc. Unii autori atribuie fenomenul şi intervenţiei gelivaţiei. Capetele stratelor şistoase, dezagregate prin îngheţ, se recurbează în jos prin efectele mecanice ale mişcărilor de crioturbaţie, cum se poate vedea la Wisches în Bas-Rhin (65). Ele prezintă fără îndoială legături genetice şi cu procesele de *creeping.*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mişcarea aceasta lentă de încovoiere a capetelor de strat, întîlnită chiar şi în roci de o duritate remarcabilă, este mai frecventă în strate de duritate mijlocie şi mai ales în depozite cu succesiune de strate de durităţi deosebite. Iată cum se explică frecvenţa ei mare în zona flişului Carpaţilor Orientali. Dovadă că fenomenul este actual şi se desfăşoară chiar sub ochii noştri o dau arborii ce cresc pe asemenea formaţiuni (rădăcinile lor par că rămîn în urmă, pe cînd trunchiurile lor sînt împinse pe povîrniş, continuînd să-şi menţină poziţia verticală).

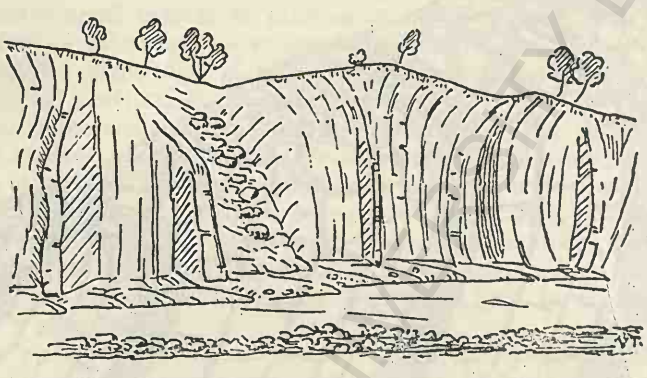


Fig. 92. — Deformarea capetelor de strate la gresiile puternic înclinate dintr-o terasă aproape de confluenţa Putnei cu Zăbala (Vrancea).

În ţara noastră se citează (121) mai multe locuri în care s-a identificat acest fenomen : în depozitele oligocene de la Homorîciu şi Mîneciu-Ungureni pe valea Teleajenului, în depozitele cretacice din amonte de Mîneciu-Ungureni pînă spre Cheia (pe aceeaşi vale), ori pe Buzău mai sus de Nehoiu. În afara exemplelor citate, fenomenul apare însă frecvent în toată zona flişului sau în Subcarpaţi. Se poate vedea în Vrancea, în mediana cu strate înălţate pînă la verticală din apropierea satului Valea Sării lîngă şosea, unde deformările stratelor de gresie au amploare de mai mulţi metri. Se pot vedea de asemenea la confluenţa Putnei cu Zăbala (fig. 92).

Dacă în condiţiile arătate încovoierea capetelor de strate este un fenomen actual, unii cercetători consideră că acolo unde fenomenul se întîlneşte pe povîrnişuri mai slab înclinate poate fi interpretat ca un proces mai vechi, ceea ce este discutabil, mai ales dacă se referă la întreaga categorie, fără a ţine seamă de condiţiile locale.

Înrudite cu aceste deformaţii — categorisite în grupa porniturilor datorite slăbirii sprijinului lateral — sînt şi cele petrecute sub influenţa unghiului de taluz natural. Acesta poate să difere în raport cu densitatea masei de roci, cu forţa lor de coeziune internă, cu mărimea granulelor etc. La o schimbare de echilibru, datorită fie mărimii unghiului de taluz, prin lucrări antropice, fie creşterii presiunii asupra masei de pămînt prin anumite construcţii, acumulări deluviale etc., se poate dezvolta fenomenul recurbării unui întreg pachet de strate, chiar

aflate inițial în poziție orizontală. La această semnalare trebuie luate măsuri pentru ca procesul să nu mai înainteze, el putînd provoca o alunecare sau o surpare.

Tasările. Acestea sînt scufundări de mică amploare apărute la suprafața pămîntului, datorită micșorării volumului rocilor din adînc sub înrîurirea diferiților factori ce duc la comprimarea acestora. Rezultă afundături sau mici depresiuni naturale, fisuri și crăpături în roci, căderi în trepte etc., elemente ce duc la pierderea stabilității terenurilor sau la scăderea fertilității cîmpurilor.

Prin dimensiunile lor, s-ar părea că aceste fenomene sînt de mică importanță practică și circumscrise teritorial doar în ținuturile alcătuite din roci poroase, compresibile, de felul loessului sau al depozitelor loessoide în care tasările capătă cea mai mare dezvoltare. În realitate s-a dovedit însă că ele au o răspîndire neașteptat de mare, putîndu-se produce de asemenea și în altfel de roci, cum sînt unele argile, mai ales în argile nisipoase, în nisipuri argiloase, în depozite deluviale și aluviale, în formațiuni de grohotișuri fixate, iar din punct de vedere practic au o deosebit de mare însemnătate, pricinuind distrugerea parțială sau totală a construcțiilor de baraje, canale, lucrări de artă, blocuri de locuințe etc. Se citează nenumărate exemple de stricăciuni produse prin tasare. Este astfel cunoscut exemplul avariilor produse în 1928 prin tasări de-a lungul canalului Kabardinsk de la poalele Munților Terek, stricăciuni care au și impulsionat cercetările în legătură cu acest fenomen.

După ce apa a fost lăsată să curgă prin canalul nou construit, au început a se forma niște crăpături longitudinale ce apăreau succesiv la interval de cîteva zile, întinzîndu-se de o parte și alta a canalului, pe o lungime pînă la 80 m și pe lățimi diferite. Crăpăturile aveau deschideri de 10-30 cm, uneori chiar peste 50 cm, putîndu-se urmări în adîncime pînă la 13,5 m. Întreg sistemul de tasare s-a scufundat de-a lungul canalului cu 2-3 m.

Cu cîțiva ani în urmă (1958), ziarele au adus știrea că un bloc nou de locuințe, depășind 10 etaje, construit la Rio de Janeiro, s-a aplecat la 75° datorită unei tasări a terenului pe care acesta se afla. În urma unei alunecări produse în octombrie 1930 la sud de orașul Saratov pe malul Volgăi, s-au produs scufundări mari și crăpături care au distrus calea ferată și peste 30 de case de locuit. Legătura feroviară cu Transvolgia a fost întreruptă, iar pentru restabilirea liniei au lucrat peste 900 de oameni, timp îndelungat trenurile trebuind să piloteze pe porțiunea respectivă (122).

Una dintre condițiile principale pentru dezvoltarea tasărilor o constituie *compresibilitatea* terenurilor. Aceasta stă în raport direct cu porozitatea și în raport invers cu densitatea rocilor componente. Cele mai compresibile sînt rocile și formațiunile care au o porozitate accentuată ca loessul, depozitele loessoide și argilele nisipoase, în care se și semnalează cele mai mari tasări. Terenurile ce cuprind porțiuni de densități diferite suferă la presiune *comprimări* și *salturi*, adică cu efecte diferite ca dimensiuni și în timp. Compresibilitatea terenului mai depinde și de umiditatea lui, sporirea umidității ducînd la diminuarea capacității lui portante și deci la creșterea posibilităților de tasare. De asemenea compresibilitatea se află în raport direct cu elasticitatea terenurilor ; cînd aceasta este

mare, terenul respectiv supus la presiune se comprimă elastic, pentru ca la încetarea presiunii să-şi revie la dimensiunile iniţiale şi la porozitatea normală. Argilele posedă o compresibilitate accentuată şi în măsura comprimării şi a pierderii umidităţii li se sporeşte elasticitatea. Nisipul argilos este mai puţin compresibil, dar mai elastic decît argilele. Loessul posedă în înalt grad ambele însuşiri.

În raport cu procesele care le generează, se pot recunoaşte două mari categorii de tasări : unele produse prin intervenţia apei, altele prin presare. Cele dintîi, ce se dezvoltă cu deosebire în loess şi în formaţiuni asemănătoare, pot fi provocate prin dizolvarea şi spălarea particulelor de teren, ceea ce duce la o redistribuire a lor în cuprinsul masei terenului şi la afînarea lor, prin umezirea rocilor poroase (de exemplu loessul), care, absorbind o mare cantitate de apă, îşi pierd uşor coeziunea şi structura ; prin sufoziune, care prin transportul particulelor de rocă formează goluri subterane etc. În cadrul celei de-a doua categorii de tasări, produse prin cauze mecanice, intră cele provocate prin presare datorită unei sarcini suplimentare adăugate de construcţiile grele, prin halde de minereu, prin surpări etc. ; prin bătătorirea biogenă ; prin uscare, ceea ce duce la o compactare, deci la micşorarea volumului masei, proces specific argilelor ; prin alunecări (ca rezultat al deplasărilor de teren) etc.

Cercetarea mai de amănunt a cauzelor care provoacă tasările din prima categorie (prin intervenţia apei) a dovedit că acestea se produc cu deosebire în loess şi depozitele loessoide, datorită unei particularităţi întîlnite în cel mai înalt grad tocmai la aceste roci.

— Faptul că loessul umezit îşi micşorează volumul, spre deosebire de argilă care şi-l măreşte, ori de nisip care nu şi-l modifică. Aceasta se explică prin acţiunea apei care, pătrunzînd în porii loessului şi umplîndu-i, distruge coeziunea rocii. La aceasta se adaugă efectul mecanic, de dezagregare a rocii prin pătrunderea apei în fisurile verticale atît de caracteristice loessului, prin care apa exercită şi o acţiune de transport a particulelor fine.

— Dizolvarea sărurilor solubile din loess (cloruri, sulfaţi, carbonaţi) ce alcătuiesc peste 10% din conţinutul rocii. S-a constatat chiar că solurile din crovuri (porţiuni tasate prin apă) sînt mai sărace în săruri solubile decît cele din împrejurimi şi că în adînc, sub crovuri, dispare orizontul calcaros din loess.

Aceste cauze, lucrînd separat sau împreună, provoacă comprimarea terenului pe verticală, ceea ce duce la tasare, dar provoacă şi comprimarea pe orizontală, provocînd fisuri şi crăpături care amplifică procesul de tasare şi contribuie la instabilitatea maselor de teren.

În ceea ce priveşte durata procesului de tasare, aceasta variază. În genere, tasările prin intervenţia apei se produc lent, în vreme ce tasările ce rezultă de pe urma efectelor mecanice se produc cu repeziciune. Se citează astfel cazuri cînd de pe urma alunecărilor s-au produs tasări de 2 m într-o singură zi, ba chiar şi mai mult.

O dată cu procesul tasării iau naştere şi *crăpăturile de tasare,* care fac şi mai vizibile formele rezultate. Acestea apar cu deosebire în cazul tasărilor pricinuite prin efecte mecanice, fără a lipsi însă cu totul la cele rezultate prin intervenţia apei. În felul acesta se dezvoltă *un microrelief în trepte* inegale, la care învelişul vegetal se păstrează pe planurile orizontale, în vreme ce planurile verticale scot la iveală solul sau roca denudată.

Astfel de mici trepte, denumite după un termen francez terasete *(terrassettes)*, se produc de obicei în roci compacte omogene şi se caracterizează — cîtă vreme n-au fost luate în primire de eroziune — prin muchiile lor unghiulare.

În afara acestui microrelief în trepte, iau naştere şi alte forme de relief, între care mai importante prin larga lor extensiune şi prin distrugerea sau pierderea fertilităţii solurilor sînt crovurile şi cărăruile de oi.

Crovurile sînt mici depresiuni cu contur circular sau oval, răspîndite pe cîmpurile de loess cu aşezare orizontală sau foarte slab înclinată, unde se dezvoltă pe neînsemnate accidente primare de microrelief negativ în care se adună apa ploilor, sporind local cantitatea apelor infiltrate şi deci procesul de dizolvare a particulelor solubile din rocă şi de comprimare a acesteia, ceea ce provoacă tasarea. Avînd un nivel mai coborît decît planul general al cîmpiei, crovurile menţin mai tot timpul anului o umiditate mai accentuată, iar în perioadele ploioase, ori după topirea zăpezilor, chiar ochiuri de apă sau mici mlaştini.

În România cele mai numeroase crovuri se întîlnesc în Cîmpia Română şi în Cîmpia Tisei, unde continuă şi pe teritoriul R. P. Ungare. Mici forme de tasare, sub denumirea de *farfurii de stepă*, se întîlnesc cu mare frecvenţă şi pe stînga văii Niprului în regiunea Poltava, în sudul R.S.S. Ucrainene, în stepa Perekop etc.

În ţara noastră, G. Vâlsan a studiat crovurile din Cîmpia Română încă din 1916, descriindu-le ca „uşoare depresiuni ale cîmpiei" cu diametrul de la cîteva zeci de metri pînă la 2—3 km şi adînci de 2—3 m, mai rar pînă la 5—6 m. Ele nu atrag de obicei atenţia, devin însă clar vizibile în unele momente ale anului : la începutul primăverii puse în evidenţă de zăpezile care întîrzie în cuprinsul lor, după ploi mari cînd apa bălteşte acolo ; de asemenea cînd semănăturile sînt în plină dezvoltare, ele se trădează prin vegetaţia de înălţime mai mică şi de culoare schimbată faţă de părţile din jur. Chiar în vremea arăturilor, cînd pămîntul este mai hlisos, ele apar cu o nuanţă cenuşie (107).

Graiul nostru popular are mai multe topice pentru această formă de relief : crov, padină, găvan. Topicul de *crov* are cea mai mare răspîndire, folosindu-se nu numai în Bărăgan cum s-a afirmat, ci deopotrivă şi în vestul Cîmpiei Române, unde denumirea a trecut chiar asupra unor sate.

Sinonimia dintre aceşti termeni nu este totală, prin *padină* înţelegîndu-se — în părţile de la apus de Bucureşti — o adîncitură în genere mai largă decît crovul, născută după cîte se pare din contopirea unui grup de crovuri alăturate. Cu alt înţeles (de adîncitură în general), termenul de padină se întîlneşte chiar în regiunile de munte. *Găvanul* este un termen folosit doar pe un teritoriu restrîns (partea din Cîmpia Română ce-i poartă numele).

Urmărind repartiţia spaţială a crovurilor din Cîmpia Română (fig. 93) şi căutînd să explice aceste mici forme negative, autorul citat a observat că ele se extind cu deosebire în ţinuturile cu vegetaţie de stepă, se leagă de substratul de loess şi sînt caracteristice porţiunilor de teren apropiate de orizontală, deşi fără scurgere spre văi. Explicaţia pe care a dat-o acestor forme rămîne în parte valabilă şi astăzi. Pe suprafaţa uşor ondulată a cîmpurilor de loess, apa ploilor, infiltrîndu-se pe alocuri mai abundent, produce „o spălare mai puternică a sărăturilor din pătura poroasă a loessului, care se poate tasa coborîndu-se uşor" (se

observă sub crovuri şi dispariţia orizontului calcaros din loess). El pune aşadar formarea crovurilor în primul rînd pe seama tasărilor, adăugînd însă — şi aceasta este partea contestată a concluziilor lui — că în evoluţia ulterioară a acestora vîntul îndeplineşte un rol însemnat (107).

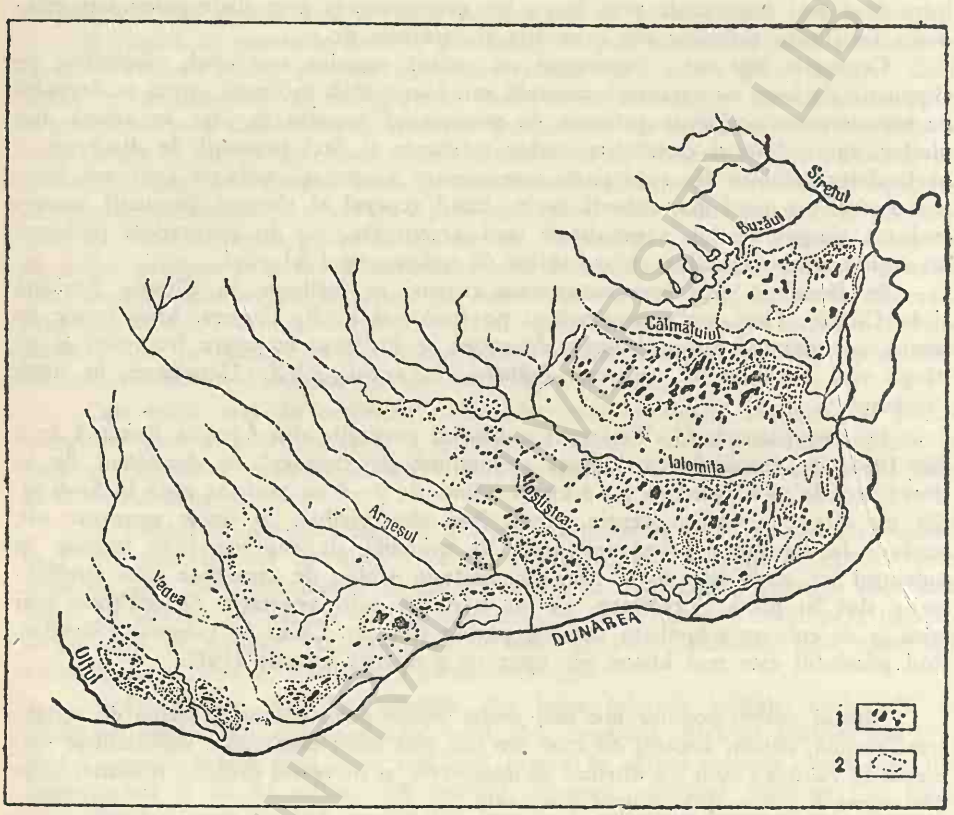


Fig. 93. — Răspîndirea crovurilor în Cîmpia Română (după G. Vâlsan). *1*, Crovuri ; *2*, arii de frecvenţă mai mare a crovurilor.

În Cîmpia Banatului crovurile, numite acolo *aşezături*, se localizează pe porţiunile înalte ale cîmpiei acoperite cu loess, lipsesc pe porţiunile joase acoperite cu aluviuni. În cuprinsul lor se constată „un sol mai compact, caracterizat printr-o lipsă generală de săruri şi cu un aspect de culoare brun-roşcată, datorită acumulării oxizilor de fier şi aluminiu. Localnicii spun că pămîntul devine ţiglos, salitros sau sicsios“ (138).

O variantă de dimensiuni reduse a crovurilor o constituie *relieful în cuiburi* ce se întîlneşte frecvent pe albiile majore ale văilor principale din Cîmpia Jijiei. Ele se formează pe aluviuni argiloase sau argilo-nisipoase, au contururi circulare şi dimensiuni restrînse (1,5—2 m diametru, 30—40 cm adîncime). Ele iau naştere prin uşoare tasări ce nu pot avea decît dimensiuni mici datorită rocii relativ puţin poroase. Ulterior, prin procese de gelivaţie (perioada de îngheţ durează în nordul

Moldovei peste 5 luni din an), cu mişcări ale particulelor mai mari spre periferie, marginile cuiburilor se înalţă uşor. Ca şi crovurile, cuiburile se fac mai lesne vizibile după ploi, cînd apar ca ochiuri de apă sau la topirea zăpezii, iar cîmpul negru de pămînt reavăn apare punctat cu pete rotunde albe.

Tasările prin bătătorire pot avea în multe cazuri origine biogenă, în unele cazuri o conlucrare între factorii biogeni şi cei fizici. Cea mai frecventă formă de bătătorire este cea a *cărărilor de oi* (corespunzînd termenului francez de *sentier de vaches* sau sinonimului său *pieds de vaches* [1], celui elveţian *Kuhtreien*, celui englez *sheep-tracks* sau celui scandinav *faarestier*, care în esenţă spun acelaşi lucru). Ele se dezvoltă pe povîrnişurile puternic înclinate (în pantă în genere de peste 20°), care capătă astfel un aspect de scară cu mici trepte alcătuite din fîşii orizontale alungite pe curba de nivel, late în medie de 30—60 cm, despărţite unele de altele prin mici taluzuri abrupte înalte de 20 cm pînă la 1 m.

Această formă de tasare pare a se produce numai cînd un teritoriu în pantă este supus suprapăşunatului şi, cu toate că ea pare la început lipsită de însemnătate, poate duce cu încetul la ruinarea totală a povîrnişului. S. S. Sobolev, care a cercetat acest fenomen, menţionează (104) că la un păşunat normal nu se produc cărări chiar pe povîrnişurile puternic înclinate, deoarece învelişul ierbos este destul de rezistent pentru a suporta loviturile copitelor. Cînd însă din lipsa terenurilor de păşunat se îngrămădesc prea multe vite [2], purtate zilnic pe aceleaşi locuri, cărările se bătătoresc şi ajung cu timpul să dea povîrnişului aspectul în trepte (fig. 94).

Este interesant de urmărit mai departe evoluţia acestei forme elementare de tasare biogenă, cînd suprapăşunatul continuă. Dacă la început treptele îşi păstrează învelişul ierbos, cu timpul, prin bătătorire, iarba este distrusă, cărările devin golaşe şi se lărgesc treptat, se îndesesc, formînd o împletitură de dîre golaşe care lasă între ele doar mici *loturi romboidale* de verdeaţă, alungite pe curba de nivel (fig. 95). În continuare, romburile se micşorează şi se răresc prin dispariţia unora dintre ele, vegetaţia păstrîndu-se doar sub forma unor *movilițe* mai înălţate cu 10—25 cm pe povîrniş, dînd un aspect dezolant locurilor. Autorul citat arată că la acest proces se pot asocia şi solifluxiunea, precum şi eroziunea şuvoaielor, care continuă opera de denudare a solului începută prin tasare biogenă.

Unii autori ai bibliografiei mai recente cred că se poate atribui cărărilor de oi o origine în legătură cu gelifracţia, grupîndu-le chiar în categoria formelor periglaciare. Astfel J. Tricart presupune că acestea reprezintă o desprindere şi o surpare a brazdelor de sol înierbate sub efectul dezgheţului, ce pătrunde mai repede în solul golaş care aflorează dedesubtul taluzurilor verticale ale treptelor. De aceea şi propune înlocuirea termenului *sentiers de vaches* cu cel de *sol à gradins* (68, p. 134). Explicaţia dată pare însă să vizeze mai degrabă *alunecările de brazde*, forme bine diferenţiate de acestea, asupra cărora ne vom opri mai departe.

Urmările tasărilor biogene sînt considerabile atît local, cît şi prin extensiunea mare pe care o au în lume. Suprapăşunatul copitatelor, chiar înainte de a

---

[1] Se foloseşte şi cel de *pieds de moutons*.

[2] Mai ales oile formează cărări bătătorite, întrucît ele merg în rînduri una după alta.

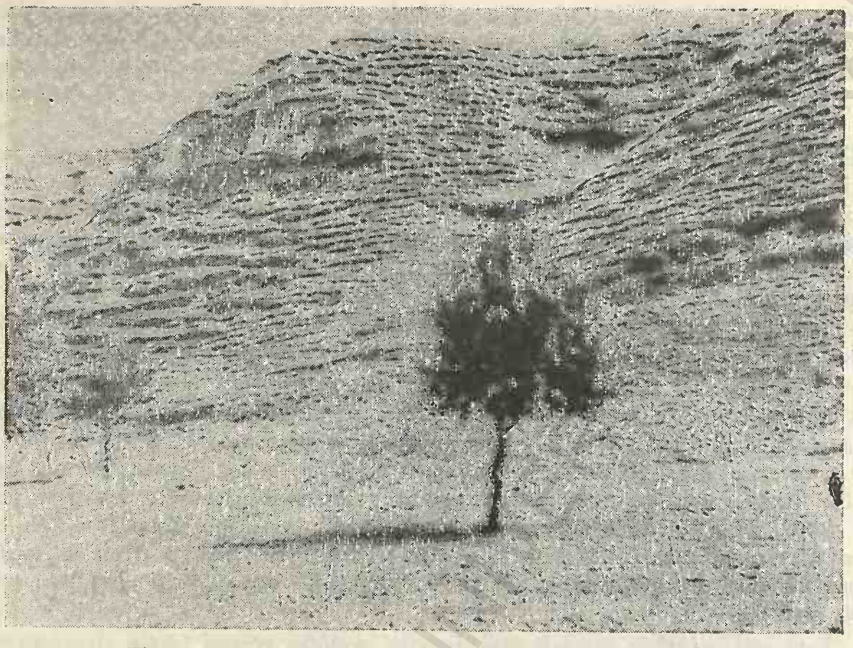


Fig. 94. — Cărări de oi la N de Măteşti pe Buzău.

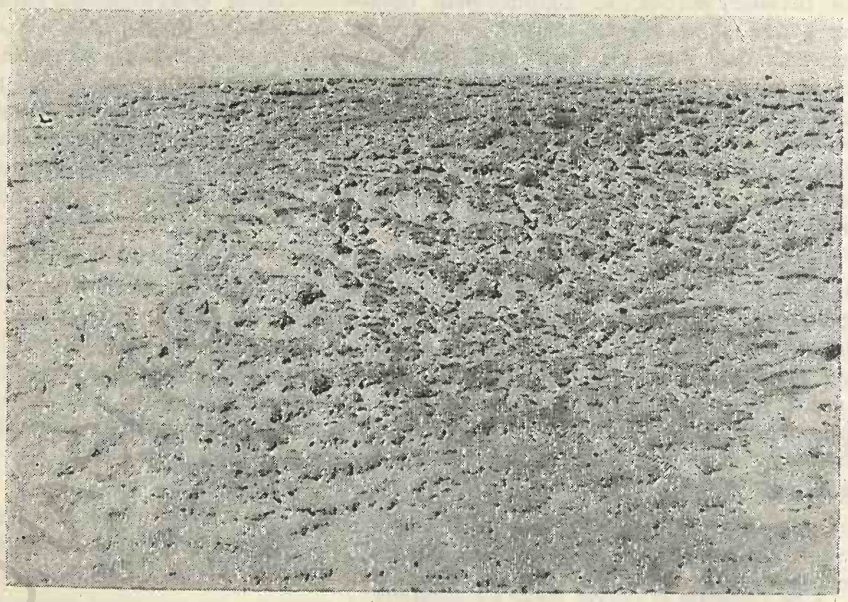


Fig. 95. — Cărări de oi evoluate (cu tranziţie spre faza de loturi romboidale) la Zărneşti (la sud de Rm. Sărat).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

produce desfigurarea totală a povîrnişurilor, duce nu numai la distrugerea vegetaţiei, dar prin îndesare la distrugerea structurii solului, ceea ce atrage după sine modificarea aeraţiei, a circuitului umidităţii în orizontul superior al solului şi a condiţiilor termice, cu intensificarea la maximum a evaporării (şi ca urmare o creştere a salinizării) în fîşiile golaşe. Transformările acestea reprezintă de fapt *o stepizare artificială* a locurilor, în care se schimbă înseşi trăsăturile esenţiale ale florei, ba chiar se produce şi pătrunderea unor elemente de faună specifice stepei (50, p. 398).

Din cele arătate se poate vedea că tasările în genere prezintă o importanţă mult mai mare în modelarea reliefului decît i-a atribuit pînă acum geomorfologia, iar sub raport aplicat cunoaşterea lor este indispensabilă într-un vast domeniu legat de construcţii.

Creep sau **creeping.** Denumirea se dă unor procese minore de coborîre a particulelor ce alcătuiesc depozitele de cuvertură sau partea exterioară dezagregată — alterată a rocilor de pe terenurile în pantă. Nemanifestîndu-se în formele brutale pe care le iau majoritatea porniturilor, procesele de *creep* sînt aşa cum le arată şi numele [1] greu de surprins, trecînd neobservate. Ele nu dau naştere la terenuri degradate în înţelesul obişnuit al cuvîntului, nederanjînd măcar învelişul vegetal, ci lucrează nebăgat în seamă cu o încetineală „geologică", dar rezultatul final este o transformare radicală nu numai ca poziţie ocupată pe povîrniş a depozitului de cuvertură, ci mai ales în însăşi structura lui. Ajutat şi de alţi factori (în special de umezeală), produce după un timp îndelungat o restructurare radicală a depozitului.

Aşa cum au fost definite porniturile de tip *creep,* ele constau într-o infinitate de mărunte deplasări, independente unele de altele, ale particulelor mobile din interiorul depozitelor de cuvertură de pe povîrnişuri. Nu poate fi astfel vorba

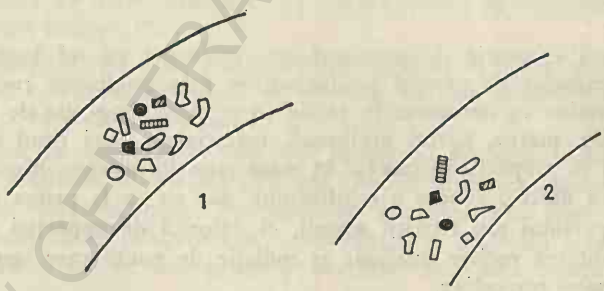


Fig. 96. — Reprezentare schematică a schimbării poziţiei particulelor prin procesul de *creeping* (1—2) (după M. Derruau).

de deplasări în masă ca la alunecări de teren, la surpări, tasări etc., ci de o deplasare cu schimbarea poziţiei particulelor ca într-un caleidoscop (fig. 96). În mod sugestiv s-au comparat aceste deplasări cu cele ale unor sfărîmături de pe o placă vibrantă uşor aplecată într-o parte (36). Este de fapt o continuă rearan-

[1] *Creep* (engl.) = a se tîrî, a se furişa.

jare a particulelor unele faţă de altele. Forţele care produc aceste mărunte deplasări interioare sînt şi ele minuscule, dar cu caracter persistent şi care lucrează îndelungat. Se enumeră astfel : schimbările de volum datorită variaţiilor de temperatură şi umiditate, acţiunile mecanice de îngheţ-dezgheţ, cele datorite creşterii şi uscării rădăcinilor plantelor sau mişcării viermilor şi larvelor, ori construirii de galerii a animalelor cavernicole, mişcările produse prin infiltrările şi scurgerea picăturilor de apă, cele datorite proceselor de dezagregare-alterare etc. După cum se vede, majoritatea forţelor ce pricinuiesc aceste deplasări sînt de ordin mecanic, de aceea am şi grupat aceste procese în prima categorie de pornituri, de care se deosebesc totuşi în unele privinţe.

Mişcările din categoria porniturilor *creep* sînt mai intense aproape de suprafaţă, unde cauzele enumerate se resimt mai din plin, şi se pierd treptat spre adînc, unde şi rocile sînt mai puţin alterate, deci cu mai puţine particule mobile. Gravitaţia imprimă acestor mişcări o tendinţă generală de coborîre lentă a întregului ansamblu. Se explică legătura acestor procese cu terenurile în pantă. Nu poate fi însă vorba de pante repezi, care provoacă mai curînd deplasări în masă, ci de pante moderate. În final, întreaga manta de sfărîmături se trage la poalele povîrnişului, care s-ar denuda dacă în acelaşi timp depozitul de cuvertură nu s-ar reface prin noi acumulări deluviale.

Vegetaţia ierboasă şi lemnoasă nu frînează — prin rolul în genere fixator al rădăcinilor —, ci mai degrabă contribuie la mişcarea particulelor, care acţionează din această pricină deopotrivă pe povîrnişurile golaşe şi pe cele înierbate sau împădurite.

3. PORNITURI PRIN UMEZIRE

La această categorie de pornituri apa intervine cu rol hotărîtor, punerea în mişcare a maselor de pămînt producîndu-se prin îmbibarea rocilor. De aceea procesele se produc cu deosebire în rocile cu o mare proporţie de particule fine, coloidale (argile, marne, şisturi argiloase), materialele mari fiind doar antrenate chiar cînd sînt în proporţii însemnate în masa pusă în mişcare. Mecanismul deplasării rezultă tot dintr-o rupere a echilibrului, dar nu ca la prima categorie (prin distrugerea suportului sau unităţii masei), ci datorită disproporţiei dintre viscozitatea sau fluiditatea rocilor îmbibate şi indicile de pantă care impune patinarea sau curgerea masei respective.

Nisipurile curgătoare. Această categorie de pornituri se datoreşte înmuierii rocii necoezive prin apă. Dacă în formele cele mai caracteristice fenomenul se produce în nisipuri (de unde şi denumirea lui), el se poate dezvolta şi în alte roci cu proprietăţi asemănătoare (necoezive sau slab coezive, cu granulaţie mică). Curgerea nisipurilor începe cînd acestea ajung suprasaturate cu apă, ceea ce pricinueşte o îndepărtare a particulelor rocii una de alta, aceasta căpătînd proprietăţi asemănătoare cu ale fluidelor. Pentru a se produce saturarea în umiditate a unei roci cunoscute prin permeabilitatea ei, o condiţie necesară este aşezarea

nisipurilor pe strate impermeabile, care, puternic îmbibate cu apă, nu îngăduie acesteia să mai pătrundă în stratele inferioare. Cercetările au arătat că nisipurile au o umiditate critică de 13—14%, dincolo de care ele devin mişcătoare.

Nisipurile microgranulare, avînd o limită superioară a plasticităţii foarte scăzută, se caracterizează printr-o limită de curgere foarte joasă, ceea ce explică punerea lor în mişcare chiar la un grad neînsemnat al încărcării cu apă. Şi forma particulelor are un rol în această privinţă. Cînd sînt alcătuite din granule ascuţite, unghiulare, malul de nisip se menţine stabil chiar la unghiuri de taluz mai mari decît la aceleaşi dimensiuni, însă cu granule rotunjite. Iată pentru ce un amestec oricît de neînsemnat de particule argiloase (ce dau o uşoară coeziune rocii) duce la posibilitatea măririi unghiului de taluz. Unele nisipuri trec astfel în stare fluidă numai sub presiunea apelor freatice. Iată pentru ce, în genere, printre măsurile de preîntîmpinare a acestor pornituri sînt cele de drenare sau de izolare a apelor freatice.

În stare naturală nisipul este purtat de curentul de apă înmagazinată în acest strat, care, în tendinţa de a-şi face loc spre o ruptură de pantă ca să iasă afară sub formă de izvor, tîrăşte şi nisipul fin ce formează acolo un mic pat. Vegetaţia ierboasă sau chiar numai pătura de sol, care este de obicei ceva mai impermeabilă decît nisipurile de dedesubt, formează ca o pieliţă care protejează un timp terenurile împotriva dezlănţuirii curgerii nisipurilor. Cînd dintr-o pricină oarecare, datorită unor cauze naturale (surpări, ravenări etc.) ori unor lucrări antropice (tăierea unui debleu, săpăturile necesare unor fundaţii etc.), echilibrul acesta abia menţinut se rupe, fenomenul curgerii nisipurilor se dezlănţuie în formele lui caracteristice, pricinuind pagube şi chiar părăsirea unor lucrări de însemnătate economică. Povîrnişurile nisipoase care ies astfel uşor din starea lor de echilibru instabil, chiar numai la înlăturarea cuverturii de sol, ori a vegetaţiei de deasupra, mai ales cînd stau pe un fundament de argile, pot da naştere la curgeri de nisipuri de mare amploare. Se citează cazuri în care acestea au acoperit şi distrus sate întregi (122).

Şi mai păgubitor este acest proces cînd se produce în adînc, prin deschiderea unor galerii de mină, săparea unui tunel etc., întrucît depozitul poate umple galeria sau da loc la prăbuşiri de bolţi.

În literatura de specialitate, mai ales în cea de geologie tehnică, se cunosc multe exemple grăitoare în această privinţă. Astfel se citează cazul unei galerii a metroului din Moscova, unde, evacuîndu-se apa provenită dintr-un astfel de strat, s-a constatat că în tulbureala ei neînsemnată în aparenţă aceasta transportase într-un singur an de zile printr-o secţiune nu prea mare 600 m³ de nisipuri (162).

În ţara noastră sînt cunoscute greutăţile pricinuite de nisipurile curgătoare în unele mine de lignit din zona subcarpatică a Muscelului. Debitul acestor scurgeri a ajuns de exemplu în mina de la Poenari la 20 l pe minut. Se înţelege că o asemenea cantitate de nisipuri curgătoare duce la invadarea unei întregi reţele de galerii, iar întreţinerea acestora prin degajarea masei de nisipuri curgătoare cere un enorm consum de energie. Iată de ce în trecut unele mine din zona respectivă (Jidava, Beligrădeanu) au şi fost părăsite ca nerentabile prin cheltuielile de întreţinere ce necesitau (121).

Fenomenul de curgere a nisipurilor aduce schimbări şi în formele de relief. Golind în adînc cantităţile mai mari de nisipuri, se produc la suprafaţă forme de tasare sau chiar de surpare, care ajung să desfigureze terenuri netede înainte de producerea fenomenului, creînd un microrelief haotic, care poate fi confundat cu cel de alunecări. Schimbările în formele de relief pot proveni şi din aceea că, pe cînd nisipurile sau solurile nisipoase obişnuite pot păstra în medie pante pînă la 25 şi chiar 32°, la îmbibare cu apă pînă la umiditatea critică acest unghi scade sub 10° şi chiar sub 5°. Rezultă, aşadar, o teşire generală a reliefului sub înrîurirea fenomenului descris.

Observate cu atenţie într-un taluz proaspăt, nisipurile curgătoare formează mai întîi mici caverne care-şi măresc treptat dimensiunile, scot la iveală efemere bolţi suspendate care se surpă uşor, producînd mici tasări în stratele superioare şi ducînd la o micşorare a pantei povîrnişului. În faţă se depune materialul curs, ca un nou taluz de unghi mai redus. La început acest nou taluz este moale ca o mlaştină. Cu timpul însă, după ce-şi pierde o parte din apă prin scurgere şi evaporare, se întăreşte, prinde vegetaţie şi ajunge de stinge curgerea nisipurilor prin astuparea deschiderii.

Unii cercetători au diferenţiat între terenurile curgătoare două categorii, şi anume : a) *nisipurile curgătoare propriu-zise* sau adevărate, a căror mişcare este datorită nu numai intervenţiei apei, ci şi unor proprietăţi specifice ale nisipurilor (firicele extrem de fine, coloidale, cu frecare interioară redusă), şi b) *nisipurile curgătoare false* sau pseudocurgătoare, a căror punere în mişcare se datoreşte exclusiv regimului hidrologic (162). Primele dau curgeri continue, celelalte numai curgeri temporare.

Prin însuşi modul lor de-a se pune în mişcare, se vede că nisipurile curgătoare sînt localizate numai în climate suficient de ploioase (chiar dacă pluviozitatea este numai sezonală). De pe urma lor rezultă un relief aplatizat, cu suprafaţa răvăşită, plină de neregularităţi.

Solifluxiunea. Fiind deplasare superficială a terenului, aceasta se *produce lent* şi de multe ori în mod ascuns, efectuîndu-se pe dedesubtul covorului vegetaţiei ierboase, ieşind la iveală doar ca formă finală de zbîrcituri neregulate ale povîrnişurilor, iar în anumite condiţii de pantă (redusă) şi de vegetaţie foarte rară, sub formă de rotocoale cu marginile mai înălţate, cu sortarea materialelor după dimensiuni (forme apropiate de solurile poligonale), alteori sub forma unor ridicături neregulate (fig. 97). Practic s-ar părea că aceste pornituri nu au prea mare însemnătate, pe de o parte întrucît nu se dezlănţuie cu bruscheţe pe de altă parte pentru că nu pricinuiesc decît pagube limitate, cum ar fi degradarea păşunilor sau a fîneţelor. Cu timpul însă şi mai ales datorită unor procese care se pot suprapune formelor de solifluxiune (datorită micilor contrapante rezultate, în care apa stagnează dînd infiltrări inegal răspîndite, datorită alunecărilor sau scurgerii de gloduri care pot fi provocate prin aceasta), pagubele se pot agrava pînă la degradarea totală a povîrnişurilor. Prin modul în care se produce, solifluxiunea se prezintă ca o formă specială de alunecări, de care se diferenţiază însă prin unele condiţii genetice, între care dezgheţarea păturii de sol pe un substrat ce rămîne încă îngheţat. Legată de aceasta survine şi dezvoltarea unor mărunte forţe interne ce dau loc mişcării, într-un mod diferit decît la alunecări. Se aseamănă întrucîtva şi cu porniturile de tip *creep* prin acţiunea lor lentă şi dezvoltată la început pe

furiş sub covorul vegetal, numai că nu după multă vreme ele se fac vizibile în relief prin vălurarea suprafeţei povîrnişului, deci prin participarea în masă a cuverturii la mişcări şi nu numai a particulelor una faţă de alta.

Termenul de *solifluxiune* aplicat acestei categorii de pornituri a fost introdus în ştiinţă în anul 1906 de către J. G. Anderson, care a descoperit fenomenul în

Fig. 97. — Neregularităţi sub formă de moviliţe şi valuri de solifluxiune pe versanţii de la Vatra Dornei.

ţinuturile polare (Insula Urşilor, Ţara Prinţului Charles, Georgia de Sud) şi a dat prima lui analiză şi explicare a formelor. Termenul vine de la specificul fenomenului de a curge (*fluer, flow, fliessen*), de unde şi variantele sub care apare în diverse graiuri : *solifluxion, soil flow, Bodenfliessen.* În bibliografia germană se mai foloseşte de asemenea şi termenul *Abkriechen* (= tîrîre) ; după cum în bibliografia franceză se mai utilizează — pentru a arăta dinamica fenomenului — şi termenul *solifluidare.*

Pentru justa orientare a cititorului, menţionăm că în bibliografia franceză termenul de solifluxiune se utilizează adesea prin extensiune pentru alunecări în general (110), aşadar în afara condiţiei esenţiale de producere a fenomenului propriu-zis : deplasarea solului înmuiat pînă la saturare la dezgheţ, pe suprafaţa de alunecare îngheţată. Această extensiune nu este corectă.

Între condiţiile necesare dezvoltării solifluxiunii menţionăm în primul rînd constituirea terenurilor (în cazul de faţă mai ales a solurilor, deoarece fenomenul se produce în mod deosebit în acestea sau în argile) din particule fine, perioade relativ îndelungate de îngheţ-dezgheţ, în care se produc transformări impor-

tante în structura terenurilor, existenţa unui substrat îngheţat şi o anumită pantă pe care pasta fluidizată se scurge sub influenţa gravitaţiei şi a altor forţe.

Condiţia substratului îngheţat se realizează în mod optim în ţinuturile cu climat polar, unde pămîntul rămîne permanent îngheţat în adîncime. În timpul scurtei veri polare, în care doar două-trei luni temperatura urcă peste zero grade, se poate dezgheţa astfel numai o pătură superficială de sol. Partea mai din adînc, veşnic îngheţată *(tjäle, merzlota, permafrost)*, se prezintă ca un strat impermeabil care opreşte apele să se infiltreze în adînc, menţinînd pătura superficială de sol înmuiată, ca o pastă vîscoasă, ori ca un glod peste care circulaţia devine cu totul anevoioasă. Unde terenul prezintă oarecare înclinare, acest noroi lipicios alunecă uşor pe pante, creînd formele specifice solifluxiunii : vălurele neregulate şi soluri poligonale. Dar dacă această condiţie se îndeplineşte pe scară întinsă în ţinuturile polare în scurta perioadă a dezgheţului de vară, dînd formele cele mai tipice de solifluxiune, ele se dezvoltă şi în ţinuturile temperate cu ierni, în perioada dezgheţului de primăvară, cînd condiţiile propice dezvoltării lor se reproduc timp de cîteva săptămîni, în afara perioadelor mai calde cu dezgheţ din timpul iernii.

După observaţiile mai de amănunt, în asemenea situaţii are loc fenomenul de coagulare a particulelor coloidale, datorită ionilor liberi. Cînd aceştia devin numeroşi, se ajunge la formarea unor grunzuri mai închegate, cu pierderea consistenţei restului pastei înmuiate, fluide, ce joacă rolul de lubrefiant între grunzuri. Astfel se explică punerea în mişcare a întregii mase — grunzi şi partea fluidă — sub formă de curgere.

Se pot prezenta, aşadar, două situaţii diferite în care ia naştere solifluxiunea : cea a zonelor cu îngheţ peren a substratului *(tjäle)*, caracteristică ţinuturilor polare, şi cea a zonelor cu îngheţ temporar într-o pătură relativ îngustă a solului, care se întîlneşte şi în ţinuturile noastre în perioada dezgheţului de primăvară sau de iarnă.

Solul se dezgheaţă ziua la suprafaţă, iar noaptea îngheaţă la loc, în adînc rămînînd mereu îngheţat. Aceasta repetă pentru o perioadă de cîteva săptămîni situaţia din zonele polare unde fenomenul durează cam două luni, uneori ceva mai mult, făcînd posibilă naşterea formelor de solifluxiune, care vara se fixează pentru a se repune în mişcare primăvara următoare sau chiar în timpul zilelor calde de iarnă. Mecanismul solifluxiunii se poate produce astfel chiar în zonele lipsite de *tjäle*, adică de placa permanent îngheţată mai din adînc. Solul argilos, a cărui coeziune a fost mult micşorată prin dezgheţ, este antrenat în curgerea pe pante. Pe munţi, unde altitudinea repetă condiţiile climatice subpolare, fenomenul capătă chiar amploarea din aceste locuri.

Pentru punerea în mişcare a stratului astfel înmuiat este necesară o pantă, dar nu prea mare. Unii autori arată că, chiar la o pantă de 5 sau 10°, gravitaţia poate pune în mişcare această pătură superficială înmuiată (48). Alţii arată că în ţinuturile polare fenomenul ia naştere chiar pe pante de 3—5° (29). Iată deci că şi pe locuri cu foarte uşoară înclinare se poate dezvolta solifluxiunea.

În condiţiile arătate, mecanismul producerii solifluxiunii este lesne de înţeles. Pe soclul rigid al pămîntului îngheţat, solul înmuiat pînă la starea semifluidă alunecă uşor pe pantă. Ţesătura rădăcinilor plantelor ierboase de dea-

supra rămîne ca o pieliţă detaşată de solul transformat în pastă care se tîrăşte pe dedesubt. Rezultă învălurări sau zbîrciţuri neregulate, care se amplifică cu timpul. Zbîrciturile au forma de *moviliţe,* deseori în contururi semicirculare orientate în lungul curbei de nivel, cu proeminenţe spre vale. Forţat astfel, covorul vegetal se rupe pe alocuri, apărînd *crăpături* care se lărgesc cu timpul. Pe planuri mai înclinate, fenomenul se desfăşoară într-un ritm mai grăbit şi pot

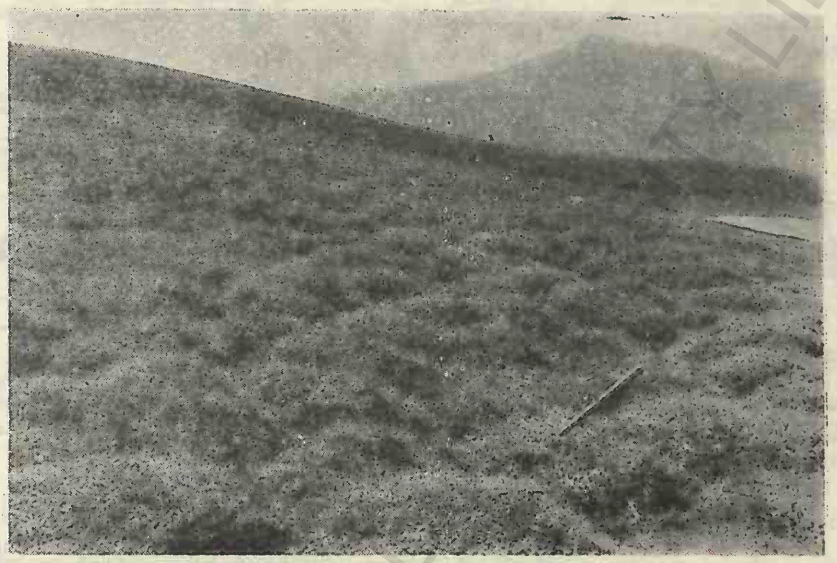


Fig. 98. — Muşuroaie înierbate cu *Nardus stricta,* pe muntele Scurtele (Godeanu) (foto Gh. Niculescu).

apărea chiar mici *rîpi de desprindere* ca la alunecări. Întreg povîrnişul apare din această pricină cu pajiştea sfîrtecată, ca o blană mîncată de molii. O altă formă tipică de solifluxiune o constituie *terasetele,* ca nişte mici rupturi în trepte ale povîrnişurilor cu înclinare mai accentuată. Ele se pot vedea în muntele Scurtele din Masivul Godeanu (53), la peste 2 000 m altitudine, sub forma unor trepte de 0,5—1,5 m lăţime şi de mai mulţi metri lungime. Cînd vegetaţia este mai sărăcăcioasă, microrelieful rezultat reprezintă un adevărat haos de neregularităţi, ba se dezvoltă şi sub forma de scurgeri liniare. Cînd, dimpotrivă, vegetaţia ierboasă este bine legată, cum e în zona alpină a munţilor noştri, ia naştere relieful cu *muşuroaie înierbate,* întîlnit în forme tipice, de pildă, pe podul Bucegilor aproape de cabana Piatra Arsă, sau în alte părţi. Îndeosebi pajiştea cu *Nardus stricta* este legată de microrelieful acesta prin neregularităţi (fig. 98), cum se poate vedea pe podul Bucegilor de la Dichiu, peste Nucet şi Blana, pînă spre Babele, ori pe muntele Lepşa în nordul Vrancei, în Munţii Godeanu etc.

Povîrnişurile munţilor din împrejurimile oraşului Vatra Dornei, la pante de aproximativ 30°, sînt pline de forme de solifluxiune asemănătoare alunecărilor

lenticulare de 1,5—6 m lungime şi 1—5 m lăţime, ce formează mici contrapante spre partea superioară a versanţilor. În secţiune ele prezintă: deasupra o parte pîsloasă de sol şi muşchi, cu rădăcini de ierburi şi afinişuri, merişor de munte etc., avînd o grosime de 20—25 cm; dedesubt un orizont cu particule fine de sol podzolic sau brun acid montan de pădure podzolit; mai jos (fig. 99) un pietriş colţurat din fragmente din ce în ce mai mari spre bază (rîn-

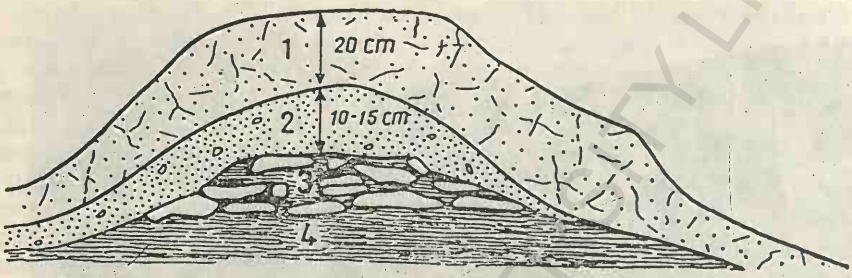


Fig. 99. — Secţiune printr-un val de solifluxiune pe povîrnişurile din împrejurimile oraşului Vatra Dornei.

duirea datorită gelivaţiei), sub care se află argila ce se menţine mai totdeauna umedă. Unele dintre moviliţele de solifluxiune au contur circular, altele sînt lunguiţe. În genere însă stau orientate de-a latul pantei.

În zonele alpine, pe pante slab înclinate sau apropiate de orizontală, se individualizează *solurile poligonale* sau *reticulate*, descrise pentru prima oară în anul 1921 de Fr. Nansen în Spitzbergen[1]. Acestea dau terenului aspectul unei succesiuni de cercuri sau poligoane hexagonale alcătuite din îngrămădirea pietrelor sau a fragmentelor mai mari ale rocii (fig. 100). Ele au dimensiuni variabile, putînd ajunge pînă la 8 şi chiar 10 m în diametru. În ţinuturile unde lipsesc fragmentele mai mari de rocă, predominînd argilele sau nisipurile, aceste reticulări ale solului dau aspectul unor mici cratere vulcanice mai înălţate, purtînd în mijloc mici lăculeţe, cum se vede în delta fluviului Mackenzie (nordul Canadei).

Formarea solurilor poligonale se datoreşte procesului de îngheţ şi dezgheţ repetat, prin care se exercită o împingere şi o triere a materialului din sol după mărime. Observate cu atenţie, se constată că solurile acestea îngheaţă în urma pătrunderii apei prin crăpăturile şi porii rocii. Prin mărirea volumului la îngheţ, apa presează lateral pereţii. Se formează ace de gheaţă care la dezgheţ ies afară, purtînd fiecare în vîrf cîte un fir de nisip sau o pietricică. Acest fenomen, cunoscut sub denumirea norvegiană de *pipkrake*, dă indicaţii asupra deplasării particulelor de rocă în formarea solurilor poligonale.

Unii cercetători atribuie însă formarea acelor poligonale alcătuite din fragmente mari de rocă mişcărilor de convecţie (fenomen propriu stării lichide, dar care se petrece şi în solul fluidizat prin dezgheţ), care par a fi generate, pe de o parte, de diferenţa de temperatură dintre suprafaţa solului încălzită

[1] Ca termeni echivalenţi se folosesc: *Karrenböden* în limba germană şi *polygonal soils* în engleză.

direct de razele solare în lungile zile polare şi partea de jos a pătrunderii dezgheţate, rămasă aproape de zero grade sub influenţa *tjäle*-ului ; pe de altă parte, de diferenţele de densitate ale noroiului, ale particulelor mai tari ce plutesc în suspensie şi ale bulelor de aer. Se înţelege că procesul este înteţit sub

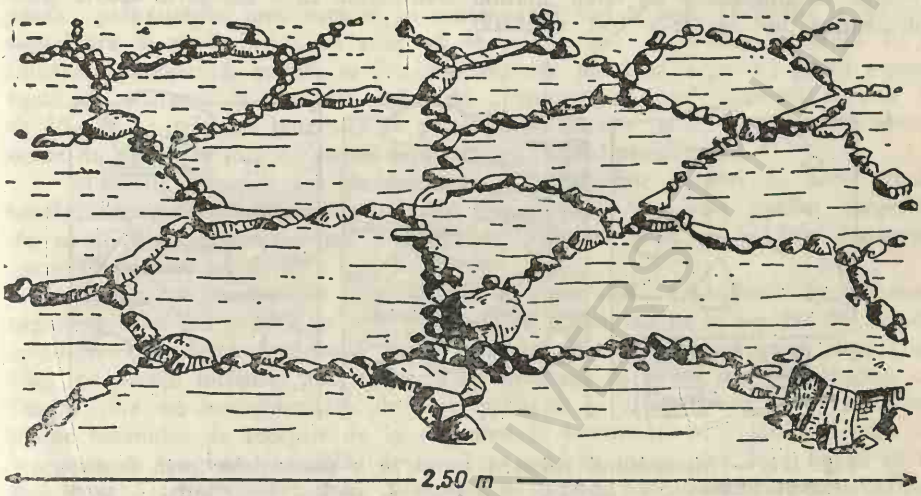


Fig. 100. — Solurile poligonale ale regiunilor polare (după Aubert de la Rue).

înrîurirea îngheţului şi dezgheţului repetat. Se produc o ridicare selectivă a particulelor mari şi o îndepărtare a lor spre periferie (fig. 101).

Forme asemănătoare solurilor poligonale din ţinuturile polare au fost identificate în Alpi şi în alte părţi ale zonei temperate europene cu perioade îndelungate de îngheţ. Poligoanele păstrează însă dimensiuni mai reduse şi proeminenţe mai slabe. În ţara noastră se observă forme oarecum asemănătoare pe povîrnişul meridional al muntelui Lapoş din sudul Vrancei sau destul de frecvent în Carpaţii Meridionali la altitudini mari. De felul acesta sînt cele de pe planurile slab înclinate din muntele Căleanu din Masivul Ţarcu la peste 2 100 m, avînd contururi circulare cu diametrul de 2—6 m formate din blocuri mari de pietre, partea centrală fiind alcătuită din pietre mărunte amestecate cu pămînt (53). Selecţia aceasta după mărime a materialului este semnul caracteristic al genului. Trebuie să menţionăm că în genere la latitudinea ţării noastre formele de solifluxiune se pot îmbina, în perioada caldă a anului, cînd lipseşte îngheţul-dezgheţul, cu procese din categoria alunecărilor de teren.

Curgerile noroioase [1].Sînt cunoscute la noi şi sub numele de *torenţi de noroi* [2], iar în bibliografia străină sub denumirile de *coulée boueuse, mudstream,* reprezintă categoria cea mai tipică dintre porniturile provocate prin mijlocirea apei.

[1] Se foloseşte ca sinonimie şi termenul *curgeri de noroi.*

[2] Întrucît termenul acesta, folosit şi în lucrări precedente (159), poate crea confuzii cu torenţii puternic încărcaţi cu material detritic, aşa-numitele *lave torenţiale (Muren, Murgange),* nu-l mai folosim.

Cunoscut este de asemenea termenul italian de *frana* (folosit la noi în mod impropriu pentru alunecări). Prin forma spectaculoasă în care se desfăşoară şi prin pagubele mari pe care le provoacă, curgerile noroioase au fost studiate printre primele categorii de pornituri, deşi, cel puţin la noi, pînă nu de mult erau incluse în alunecările de teren, nefiind considerate ca o categorie aparte (chiar denumirea lor nu le-a fost aplicată).

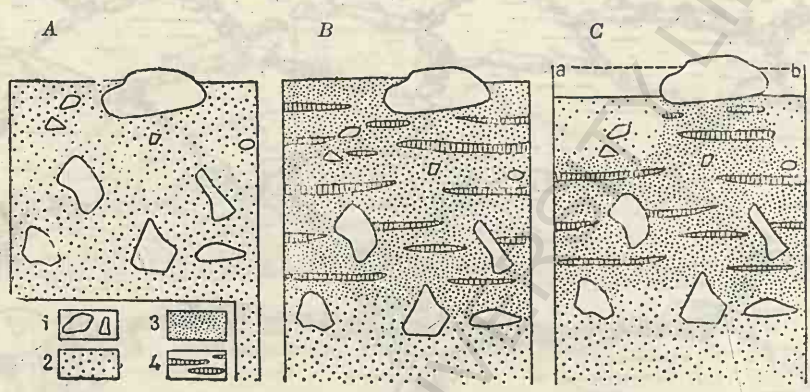


Fig. 101. — Mecanismul ridicării selective a particulelor prin îngheţ-dezgheţ (după J. Tricart). *1*, Pietre, *2*, părţi neînghetate; *3*, părţi înghetate; *4*, gheaţă; *A*, solul înainte de îngheţ; *B*, acelaşi după un timp de îngheţ, solul umflat cam cu 33%; *C*, la începutul dezgheţului (solul revine la normal); *a* — *b*, nivelul din faza îngheţ (sub piatră solul rămîne înghetat, piatra iese în relief). Succesiunea îngheţ-dezgheţ ridică pietrele la suprafaţă.

Spre deosebire de alunecările de teren desfăşurate nelimitat în lărgime, curgerile noroioase sînt pornituri liniare. Dacă la alunecări se produce doar înmuierea stratului de bază pe care alunecă masa în mişcare, la curgerile de noroi se produce înmuierea întregii mase, tocmai ca la solifluxiune; de aceea nu e vorba de o *alunecare*, ci de o *curgere* a acestui material. De asemenea, în vreme ce la alunecări umezirea se poate produce lent, uneori prin acumulări se continuă mai mulţi ani, curgerile de noroi se produc în urma unor umeziri rapide şi puternice. Deosebirile de solifluxiune (în afară de dimensiuni şi formă) constau în aceea că nu se produc pe substrat înghetat, deşi gelivaţia (şi în cazul acesteia mai ales dezgheţul) poate avea o contribuţie la pregătirea masei semifluide ce urmează să curgă pe pantă (fărîmiţarea şi distrugerea coeziunii particulelor rocii, ceea ce măreşte impermeabilitatea acesteia, deci putinţa de reţinere a apei). Curgerile noroioase se mai deosebesc de solifluxiune şi prin aceea că aceasta se produce pe nesimţite, în forme ce se dezvoltă de obicei sub covorul vegetal, pe cînd curgerile de noroi se produc cu brutalitate, smulgînd arborii viguroşi, rupînd în trecere stînci, sfărîmînd şi acoperind clădiri, căi ferate, lucrări de artă etc. Mai mult chiar, desfăşurarea fenomenului este însoţită mai totdeauna de zgomote ce se aud de la mari depărtări. Iată de ce curgerile de noroi sînt considerate ca o categorie de tranziţie între solifluxiune şi alunecările de teren. O categorie aparte de curgeri noroioase o constituie curgerile

noroioase vulcanice (*lahar* în Java), provenite din cenuşi înmuiate de ploile ce se produc o dată cu erupţiile sau ulterior.

Condiţiile necesare pentru dezlănţuirea porniturilor în forma curgerilor de noroi sînt: existenţa rocilor impermeabile, dacă nu pe întreg povîrnişul cel puţin la partea superioară, unde se produce masa înmuiată care va curge pe pantă; preexistenţa unei aşezări în contrapantă sau a unei excavaţii la partea superioară a povîrnişului, în care să se adune apa ce trebuie să ducă la o infiltrare abundentă, menită să înmoaie întreaga masă ca o pastă; pantă accentuată de scurgere (s-a vorbit chiar de „pante de munte", minimă pare a fi de 15—20°); defrişări puternice la partea superioară a pantei; precipitaţii abundente de ploi, dar mai cu seamă topirea unor zăpezi abundente.

Mişcările seismice pot de asemenea să dezlănţuie curgeri de noroi, cînd, bineînţeles, condiţiile de umezire sînt îndeplinite. Aşa s-au produs curgerile de noroi din partea nordică a Munţilor Tianşan, care au şi fost denumite *curgeri noroioase seismice*.

Părţile componente ale unei curgeri de noroi sînt asemănătoare cu ale unui organism torenţial produs de apă (de unde şi denumirea ce li s-a dat de *torenţi noroioşi*). La partea superioară există o scobitură semicirculară ca o cupă (fig. 102), cu pereţii înclinaţi pînă la verticală întocmai ca la un mic circ glaciar, cu fundul plin de neregularităţi, de mici mlaştini şi contrapante. Aceasta corespunde bazinului de recepţie de la organismele torenţiale. Mai jos, un canal de scurgere, de lungime variabilă (de la cîteva zeci de metri pînă la 1 km şi chiar mai mult), strîns între maluri. Numai spre partea inferioară curgerea nefiind zăgăzuită lateral se poate prezenta ca o proeminenţă faţă de planul general al povîrnişului. Canalul de scurgere prezintă frecvent strangulări, unde întîlneşte orizonturi de rocă mai dură şi unde şi „albia" pe care curge prezintă înclinări mai accentuate, uneori pînă la verticală. Privit în profil longitudinal, canalul de scurgere prezintă astfel rupturi de pantă cu aspect de trepte. Lărgirile canalului de scurgere corespund porţiunilor cu roci mai moi şi cu planuri de scurgere mai domoale. *Conul de revărsare* sau conul de noroi se formează la baza povîrnişurilor, adică în albia majoră a unei văi. Ca şi corespondentul său de la organismul torenţial (conul de dejecţie), acesta se lărgeşte ca o coadă de rac şi prezintă o pantă mai slab înclinată decît în restul profilului longitudinal. Spre deosebire de conul de dejecţie — ale cărui margini se apleacă pe nesimţite spre planul neted al albiei —, conul de noroi se termină prin abrupturi cu proeminenţă destul de mare deasupra netezimii albiei, atunci cînd curgerea este mai vîscoasă.

Faţă de această formă obişnuită a unei curgeri de noroi, există şi unele variante nu numai ca proporţii de lungime şi lărgime, dar şi ca formă. De exemplu canalul de scurgere sau limba curgerii poate fi foarte scurtă, astfel ca să apară vizibile numai cupa şi conul de noroi. Se poate întîmpla de asemenea ca la partea terminală să nu mai găsim un con de revărsare; aceasta cu deosebire atunci cînd panta versantului pe care curge limba de noroi este redusă, iar viscozitatea masei curgătoare mai mare, curgerea fiind silită să se oprească şi să se întărească înainte de a ajunge pe un plan apropiat de orizontală. La curgerea de noroi de lîngă Nehoiaş (fig. 103) produsă în 1939 şi reactivată ulterior, s-a format un dublu con de revărsare din pricina unor stînci tari întîlnite în cale, care au despicat în două limba de noroi ajunsă în albia Bîştei Roziliei.

Naşterea unei curgeri noroioase se datoreşte, după cum s-a arătat, înmuierii pînă la saturaţie a rocilor impermeabile, prin infiltrarea apelor care stagnează în partea superioară a povîrnişului într-o excavaţie. S-au constatat de asemenea

Fig. 102. — Curgere noroioasă pe valea Vizăuţului între Vidra şi Găuri. *C*, Cupa de desprindere ; *CS*, canalul de scurgere ; *CR*, conul de revărsare.

în multe cazuri şi crăpături adînci în rocă (pricinuite fie prin dezagregare, fie ca efect mecanic al unor procese de tasare, prăbuşire etc.) în locul viitoarei cupe a torentului. Prin aceste crăpături apele se acumulează cu mai multă intensitate în adînc, îmbibînd puternic întreaga masă. Faptul că cele mai multe curgeri de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 103. — Curgere noroioasă la Nehoiaș, la confluența Buzăului cu Bisca Roziliei. În dreapta sub muntele Gîrboiul, cupa de desprindere; curgerea bifurcată spre vale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

noroi se dezlănţuie primăvara la dezgheţ se datoreşte probabil topirii penelor de gheaţă din crăpături, care păstrau în perioada înghețului coeziunea masei de roci.

Curgerea masei înmuiate, odată dezlănţuită, porneşte pe povîrnişuri în jos pînă goleşte întreg conţinutul rocilor saturate de apă, lăsînd în loc excavaţia superioară ca un fund de ceaun. Viteza cu care se mişcă la vale limba de noroi depinde de înclinarea povîrnişului şi de densitatea masei în curgere. Ea se aseamănă cu o lavă ce se prelinge pe pante. În unele cazuri se produce cu atîta bruscheţe, încît locuitorii nu au vreme să-şi evacueze nimic din ale gospodăriei. În genere, înaintează cu cîţiva metri pe oră. În unele cazuri însă poate trece şi de 50 m pe oră, durînd mai multe zile în şir. Însă, ca orice masă vîscoasă în deplasare, ea nu are o viteză uniformă. Diferitele obstacole întîlnite în cale (mai ales stînci) pot întîrzia această curgere, care la rîndul ei exercită, datorită vitezei, o mare putere de distrugere, antrenînd la vale bucăţi de rocă dură, arbori falnici, case etc. Curgerea neproducîndu-se ca o simplă alunecare, întreg materialul se frămîntă, se amestecă, prin aceasta explicîndu-se intrarea în compoziţia curgerii a unei însemnate cantităţi de roci neimpermeabile, ce nu erau cuprinse iniţial în masa înmuiată.

Datorită diferitelor rezistenţe întîlnite în cale (strangulări între stînci marginale) sau scurgerilor pe unele porţiuni mai abrupte, se produc crăpături (uneori adevărate şanţuri) longitudinale, iar pe porţiunile de pantă mai redusă excavaţii în contrapantă, în care se adună şi persistă mai îndelung apa, transformîndu-se cu timpul în mici mlaştini cu vegetaţie specifică. Unele dintre acestea pot repune în mişcare parţială limba întărită a curgerii, prin acumulările lor de apă.

Capătul limbii de noroi ajuns în albia văii îşi domoleşte viteza datorită schimbării de pantă, care în virtutea inerţiei poate înainta destul de departe pe planul aproape orizontal, barînd cu totul valea, ceea ce pricinuieşte deseori inundaţii păgubitoare în partea din sus a văii.

Aşa s-a întîmplat acum aproape trei decenii pe valea Bughii din bazinul superior al Argeşului, la confluenţa cu Priboiul, unde curgerea de noroi a întins un enorm con care a barat valea. A luat naştere un mic lac de acumulare, care a persistat cîţiva ani. Cu timpul apele au erodat barajul natural, iar lacul s-a scurs.

La fel s-a întîmplat şi în cazul celuilalt exemplu mai sus menţionat. La Nehoiaş curgerea de noroi (fig. 103) pornită în februarie 1939 a acoperit calea ferată forestieră şi a barat valea Bîştei Roziliei, astfel că apele acestui rîu au început să se umfle, primejduind cu inundaţia satele din amonte. Numai datorită intervenţiei populaţiei, care a deschis drum apelor, primejdia a fost înlăturată. Calea ferată însă a trebuit strămutată pe celălalt mal al văii, unde a rămas pînă astăzi.

În ţara noastră curgerile noroioase au o mai mare frecvenţă în zona subcarpatică de la curbură şi cu deosebire în Vrancea (156), în zona subcarpatică a Argeşului etc. În Vrancea, unul dintre cele mai mari exemplare se vede pe versantul drept al văii Zăbala în faţa satului Năruja. Lungimea lui este de circa 1 km, iar conul de revărsare se lăţeşte pe aproape un sfert de km. Prezintă mai multe trepte în lungul canalului său, cu şanţuri longitudinale şi o strangulare în partea lui superioară. Altă mare curgere noroioasă se vede aproape de

confluența Putnei cu Zăbala, pornind din dealul Mițurcă. În albia Putnei conul lui a fost retezat de apele rîului înainte ca acesta să-și fi schimbat cursul pe albia lui actuală, astfel că prezintă un abrupt vertical de circa 10 m, arătînd cît de groasă poate fi încărcătura unui asemenea con. Frecvente curgeri noroioase se văd în Subcarpații Buzăului în terenurile marno-argiloase helvetiene.

Chiar în regiunile predominant argiloase cu pante mai reduse din Podișul Moldovei se întîlnesc curgeri de noroi. I. Simionescu atrage atenția asupra lor încă din 1903, numindu-i curenți de glod (27). De asemenea în argilele Depresiunii Jijiei se întîlnesc exemplare mărunte de curgeri de noroi. În 1927—1930 se putea vedea o curgere noroioasă tipică pe versantul răsăritean al văii Ciricului lîngă Iași. De asemenea se pomenesc altele mici în Cîmpia Transilvaniei.

O variantă a curgerilor de noroi se produce în terenuri cu succesiune de strate marno-argiloase, care se pot înmuia pînă la fluidizare, și strate de roci mai tari, care antrenate de primele se rup în blocuri, lespezi și chiar în bolovani în cazul conglomeratelor cu ciment friabil, amestecîndu-se cu masa noroioasă. Rezultă o curgere încărcată cu pietre în proporții diferite, care dă aspecte asemănătoare cu ale *torenților de pietre*. Asemenea manifestări se pot vedea în multe părți în zona flișului din Carpații Orientali sau în alte părți ale munților noștri.

Combaterea curgerilor de noroi trebuie să țină seamă că întreaga dezlănțuire a fenomenului se leagă de înmuierea și curgerea pornite de la partea superioară a pantei. Pentru înlăturarea cauzelor care le dau naștere, măsura cea mai eficace este împădurirea părților superioare ale versanților puternic înclinați alcătuiți din roci impermeabile. Pe de o parte pădurea consumă mari cantități din apele de infiltrare, pe de altă parte rădăcinile arborilor leagă strîns terenul pînă la adîncimi apreciabile, împiedicînd desprinderile și punerea în mișcare a pămîntului.

Înrudiți cu curgerile noroioase sînt *torenții de pietre*, pe care francezii îi numesc *coulées de pierres*, iar americanii *rock streams*. Ei se produc la fel cu cele dintîi, doar că sînt încărcați cu mari cantități de pietre și blocuri, unele provenind din depozite morenaice. Fluiditatea lor fiind mai redusă din pricina materialului în care se formează, au o curgere mai înceată (abia 1—2 m pe an), ceea ce-i aseamănă cu ghețarii, de unde și explicația denumirii date de americani unei categorii aparte a acestora *(rock glaciers)*. Fenomenul este frecvent în Alpi și în munții înalți care cuprind morene ale ghețarilor cuaternari. La noi în țară au fost semnalați în munții Retezat (53) și Godeanu (264), însă nu cu dezvoltarea tipică în depozite morenaice, ci în grohotișuri obișnuite.

Alunecările de teren. Cunoscute în bibliografia străină sub denumiirle de *glissement, landslides, Erdrutsch* sînt porniturile cele mai răspîndite la latitudinea țării noastre. Ele desfigurează povîrnișurile ținuturilor deluroase și muntoase într-o măsură tot atît de mare ca și torenții, dar spre deosebire de aceștia alunecările se produc mai pe neașteptate — întrucît pregătirea procesului se face pe ascuns în adînc —, îngreunînd posibilitatea de prevenire și avînd ca rezultat pagube mai mari.

Cu toată diversitatea formelor în care se manifestă, alunecările de teren constituie o categorie de pornituri foarte bine diferențiată de cele descrise mai sus.

Pînă nu de mult noţiunea de alunecări nu era bine precizată în raport cu celelalte categorii ale deplasărilor de teren (121). Atunci cînd se confundă între ele noţiunea de *pornituri*, care cuprinde totalitatea categoriilor de deplasări naturale de teren, cu aceea de *alunecări de teren*, care este doar una dintre categorii, sau cînd se amestecă alunecările de teren, care se dezvoltă în anumite condiţii şi dau anumite forme, cu solifluxiunea sau curgerile de noroi, care se dezvoltă în alte condiţii şi au ca rezultat alte forme de relief, nu mai este posibilă nici definirea exactă a alunecărilor, nici o justă clasificare a lor.

Alunecările se produc *prin mijlocirea apei*, deosebindu-se astfel de categoriile porniturilor uscate (rostogoliri, surpări). Participarea apei este indispensabilă, fie că aceasta provine din infiltrarea apelor meteorice (ploi, zăpezi), fie din apele freatice. Prin această participare, alunecările de teren se înrudesc cu celelalte categorii ale porniturilor umede, generate toate prin mijlocirea apei (curgerile de noroi şi solifluxiunea), numai că există şi deosebiri prin care se diferenţiază clar de aceste categorii. La *curgerile noroioase* apa trebuie să înmoaie întreaga masă care urmează a se pune în mişcare, transformînd-o într-o pastă semifluidă-vîscoasă. La alunecări se înmoaie numai talpa complexului care urmează a se pune în mişcare, întrucît acesta nu curge ca la curgerile de noroi, ci alunecă, patinează, păstrîndu-şi — cel puţin în zona iniţială a alunecării — structura nezdruncinată a masei antrenate în mişcare. De asemenea alunecările se deosebesc de *solifluxiune*, unde apa intervine în condiţii particulare, înmuierea pămîntului făcîndu-se prin dezgheţ, iar mişcarea lui producîndu-se — aşa cum s-a arătat — pe soclul rămas încă îngheţat, pe cînd la alunecări atît înmuierea, cît şi deplasarea terenului se produc independent de aceste condiţii ce pot surveni cu totul întîmplător (de exemplu dezgheţul).

O altă caracteristică a alunecărilor vine de la modul lor de manifestare. Aşa cum le arată şi numele, ele *lunecă* pe o bază înmuiată, întreaga masă de strate de deasupra putînd rămîne nezdruncinată cel puţin în prima fază a alunecării.

Prin faptul că ele lunecă, se deosebesc şi de tasări, unde terenul *se scufundă* lent pe verticală, fără mişcări de translaţie laterală ca la alunecări. Prin modul de manifestare, alunecările se deosebesc şi mai categoric de porniturile uscate, unde lunecarea nu este cunoscută : la surpări, masa lipsită de suport se prăbuşeşte brusc pe verticală, ca *o cădere în gol ;* la rostogoliri, materialul desprins prin dezagregări *se rulează în salturi* pe versanţi.

S-au dat numeroase definiţii alunecărilor de teren. Multe dintre ele însă neglijează caracteristici esenţiale. Ţinînd seama de ansamblul acestor caracteristici, se poate spune în modul cel mai simplu că alunecările însumează procesele de deplasare naturală a maselor de teren pe povîrnişuri, prin tîrîre sau patinare, datorită înmuierii bazei prin apă, şi puse în mişcare prin acţiunea gravitaţiei asociată sau nu cu alte forţe secundare.

Denumirea curent folosită la noi de *alunecări de teren* este un termen livresc. La fel este şi termenul întrebuinţat mai rar, dar care are o semnificaţie mai restrînsă, de *alunecări de strate*, întrucît se referă doar la o anumită categorie de terenuri (stratificate). Ca termen popular avem pe cel de *fugituri*, folosit în mai multe regiuni ale ţării, sugestiv prin aceea că arată dinamica procesului, şi pe cel moldovenesc de *hîrtoape*, care se leagă mai mult de formele ce rezultă decît de acţiune în sine.

Cunoaşterea amănunţită a alunecărilor de teren este necesară nu numai din punct de vedere teoretic (aceste procese avînd o foarte largă contribuţie la modelarea povîrnişurilor şi deci la opera de lărgire a văilor şi de nivelare a reliefului), dar mai ales pentru latura aplicată, întrucît ele pricinuiesc frecvent pagube mari prin degradarea terenurilor agricole, prin periclitarea sau distrugerea construcţiilor, căilor de comunicaţie, lucrărilor de artă, înfundarea unor preţioase surse de apă, cum sînt izvoarele unora dintre staţiunile balneare. Întinse teritorii din ţara noastră sînt afectate de alunecările de teren în grade diferite. În special regiunile care cuprind în constituţia lor litologică orizonturi de argile sau marne sînt mai puternic expuse acestui fel de degradări.

În multe ţări alunecările provoacă pagube mai însemnate decît torenţii. Specialiştii le consideră printre principalele catastrofe naturale ; îndeosebi în anii ploioşi (cum au fost la noi în anul 1915, 1942 ş.a.) ele capătă o deosebit de largă extensiune.

Pentru ilustrarea mărimii pagubelor pricinuite de alunecări, arătăm aici cîteva exemple cunoscute în bibliografia de specialitate a ţării noastre.

La începutul lunii mai 1915 au produs îngrijorare alunecările şi prăbuşirile de teren petrecute în fostul judeţ Rîmnicul Sărat, ceea ce a şi prilejuit cercetarea lor şi apariţia unuia dintre primele studii privitoare la pornirurile din ţara noastră (129). La Bordeşti a alunecat un teren de 32 ha tîrînd întreg satul spre valea Budăiului. În comuna Dumitreşti a pornit la vale întreaga coastă a Suliţei pe o întindere de 140 ha. La Pardoşi acelaşi fenomen a cuprins o întindere de 50 ha, între care aproape jumătate din întindere cu construcţii pe ea. La Muceşti-Buda, pe versantul apusean al văii Rîmnicului s-a produs acelaşi fenomen, pe o arie de alunecări mai vechi etc. Sute de hectare au fost atunci distruse numai în bazinul superior al Rîmnicului, multe sate au fost silite să se strămute, drumuri rupte, poduri sfîrtecate etc.

La Iaşi, alunecarea din aprilie 1942 a distrus sau avariat 370 de case în cartierul Ţicăul de Sus. Terenul afectat de alunecare se întinde pe o lungime de 800 m (130).

Pagube mari s-au înregistrat de asemenea şi în zona subcarpatică munteană în primăvara anului 1940. Datorită zăpezilor care au persistat pînă în aprilie, ploile abundente au dat infiltrări de apă neobişnuite. Alunecările s-au dezlănţuit în mari proporţii în această zonă, distrugînd căi ferate, terasamente de şosele moderne, diguri (pe valea Buzăului), numeroase locuinţe şi chiar părţi întregi din unele sate ale regiunii etc.

Exemplele s-ar putea înmulţi, deoarece fenomenul are o foarte largă răspîndire în ţara noastră. Se vede însă că pagubele sînt în genere mari şi fenomenul cuprinde ţinuturi foarte întinse.

Morfologia alunecărilor. La o alunecare de formă obişnuită se deosebesc trei părţi principale : *obîrşia alunecării* (avînd drept parte mai caracteristică *rîpa de desprindere), corpul alunecării,* cuprinzînd porţiunea de teren mişcată, şi marginea extremă pînă la care s-a extins corpul alunecării, denumită *fruntea alunecării* (fig. 104).

Obîrşia alunecării este partea unde s-a produs desprinderea masei alunecate. Elementul cel mai vizibil şi mai caracteristic al acestei părţi îl constituie *rîpa de desprindere* (fr. *niche d'arrachement*, engl. *scar*, germ. *Abrissnische)*, ruptură apropiată de verticală. În unele cazuri, mai sus de această rîpă se poate observa *o zonă pregătitoare a alunecării*, formată din zbîrcituri datorite unor alunecări superficiale sau solifluxiunii şi numeroase crăpături de direcţie mai mult sau mai puţin paralelă cu a rîpei de desprindere. Unde o nouă pornitură este iminentă, se mai pot observa în zona pregătitoare a alunecării şi mici căderi în trepte, datorită tasărilor sau unor surpări de mică amploare. Asemenea zonă pregătitoare se observă deseori în Podişul Moldovei.

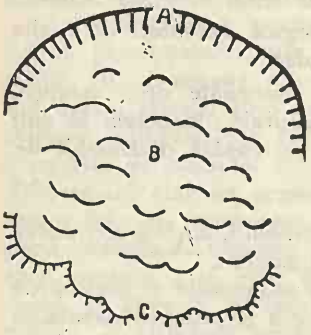


Fig. 104. — Părţile unei alunecări. *A*, Rîpa de desprindere; *B*, corpul alunecării; *C*, fruntea alunecării.

Rîpa de desprindere[1], aflată în partea superioară a alunecării, rezultă de pe urma ruperii masei de alunecare de terenul rămas pe loc. Iniţial ea are o înclinare foarte mare, apropiindu-se de verticală (de unde şi numele de *perete de rupere* ce se mai dă), şi este complet dezgolită, astfel că scoate la iveală structura terenului pe care-l secţionează. Dacă în această secţiune apar orizonturi de roci cu duritcăţi diferite, profilul ei poate apărea în trepte. Uneori peretele acesta este şlefuit prin mişcarea masei de alunecare, dînd forma denumită *oglindă de alunecare*. Această ruptură ia naştere de multe ori din crăpăturile de uscăciune ce apar în teren, lărgite şi adîncite ulterior prin procese de dezagregare mecanică (în special gelivaţia) pînă cînd se produce desprinderea.

Dovada despre modul cum se produce iniţial crăpătura de desprindere dintr-o mică crăpătură de uscare a solului, mereu adîncită şi lărgită, o dă despicarea arborilor aflaţi pe această linie sau a construcţiilor aflate acolo. Totodată se poate aprecia şi forţa cu care acţionează desprinderea.

Constituind accidentul generator al rîpei de desprindere, este interesant de urmărit cum se produc crăpăturile de uscare în gol. Ele se formează în ţinuturi cu un anotimp secetos, datorită evaporaţiei puternice a apei şi au trasee care se intersectează la întîmplare, ca în figura 105. Rezultanta lor formează mai tîrziu crăpătura de desprindere.

Cu timpul această rîpă, expusă agenţilor modelatori, se mai atenuează ca pantă şi se înierbează. Ea rămîne totuşi încă vreme îndelungată mult mai povîrnită decît restul pantei. Forma aceasta — cunoscută în geomorfologie sub denumirea de *cornişă* — constituie o caracteristică a ţinuturilor de alunecare şi se vede de departe, întrucît prezintă un contrast izbitor, răspicat, între planul apropiat de orizontală al terenului rămas pe loc şi cel apropiat de verticală al rîpei de desprindere. Popular acest element de relief este denumit *muche*. În înălţime rîpa de desprindere variază după amploarea alunecării de la 1—2 m pînă la

[1] Unii autori folosesc denumirea de „suprafaţă", ori „linie de desprindere". Nici una, nici alta nu sînt pe de-a întregul nimerite, nefiind vorba de o „linie", termenul de „suprafaţă" sugerînd imaginea unei întinderi plate, pe cînd aici este vorba tocmai de o denivelare accentuată.

10—15 m. Pe valea Sitnei, în apropiere de Botoşani, cornişa are circa 10 m înălţime. Întrucît priveşte traseul rîpei de desprindere, acesta poate varia mult după tipul alunecării, de la forma *semicirculară* (asemănătoare cu cea de la obîr-

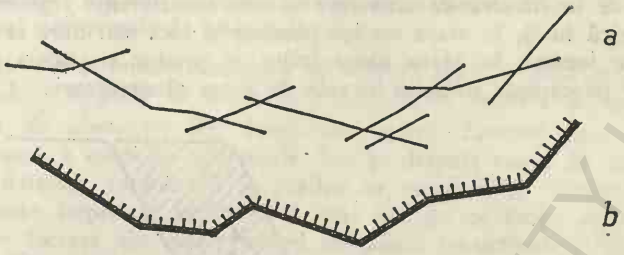


Fig. 105. — Intersectarea crăpăturilor de uscăciune (*a*) şi rezultanta lor — crăpătura de desprindere (*b*).

şia curgerilor de noroi), întîlnită mai adesea la alunecările de tip curgător, la forma *rectilinie,* frecvent întîlnită la alunecările în pseudoterase. Ca formă intermediară întîlnim cornişa în *ghirlandă* (fig. 106). La baza rîpei de desprindere apare adesea o adîncitură, numită de unii cercetători *uluc* sau *depresiune superioară* (141), după care se ridică ca un val începutul corpului de alunecare. În această adîncitură care poate atinge lărgimi apreciabile, pînă la 200—300 m, se adună de obicei apele formînd bălţi şi mlaştini, care prin infiltrare, în anii cu precipitaţii abundente, reactivează alunecarea. Cu timpul ulucul acesta dispare, umplîndu-se cu materialul provenit din surpare, rostogolire, şiroaie şi chiar din mici alunecări secundare de pe cornişă.

Corpul alunecării sau masa de alunecare constituie porţiunea cu microrelief haotic ce se desfăşoară în jos de rîpa de desprindere şi s-a individualizat datorită deplasării. Prin acesta el se caracterizează ca un depozit deluvial. Corpul alunecării se delimitează dedesubt prin *patul alunecării* sau *talpa alunecării,* de o parte şi alta prin *marginile alunecării* sau *pereţi aterali de desprindere,* iar la capătul de jos *fruntea alunecării.*

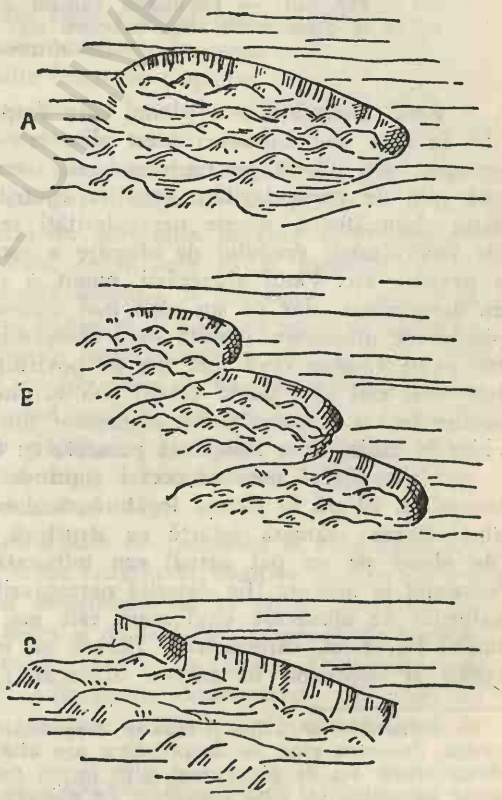


Fig. 106. — Forme de cornişă. *A,* în semicerc.; *B,* în ghirlandă; *C,* rectilinie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În partea superioară a corpului alunecării se pot observa uneori şi forme în trepte, rezultate de pe urma conlucrării procesului de alunecare cu cel de surpare. Aceste trepte pot ajunge la cîţiva metri de denivelare. Ansamblul acesta poartă numele de *amfiteatru de alunecare* şi este caracteristic regiunilor unde în structura litologică intră, în afara rocilor plastice, şi roci mai dure sau formaţiuni uşor tasabile ca loessul. În afara alunecărilor se produc şi căderi pe verticală datorită feţelor structurale întîlnite în cale de masa alunecătoare.

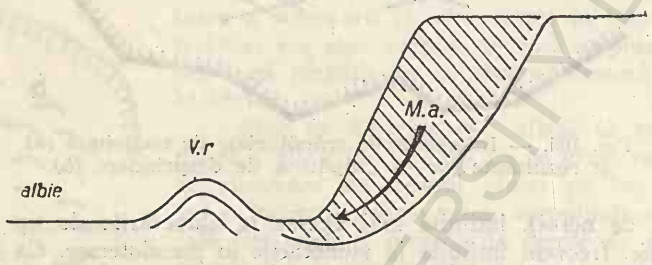


Fig. 107. — Formarea valului de refulare (*V. r*) în albie, la alunecările care coboară sub nivelul albiei. *M.a.*, masa de alunecare.

Patul alunecării este planul care desparte corpul alunecării de terenul rămas în loc: numai rareori acest plan este neted, atunci cînd intersectează roci omogene sau lunecă pe suprafaţa unui strat înclinat. Obişnuit patul alunecării este plin de neregularităţi, ceea ce contribuie la perturbarea materialelor din masa alunecătoare. Aceste neregularităţi se pot datora diferenţierilor litologice ale povîrnişului, gradului de alterare a rocilor din adînc, modului de înclinare a stratelor etc. Patul alunecării, numit şi *suprafaţa de alunecare,* continuă rîpa de desprindere, dar pe un plan mai atenuat ca înclinare [1]. Partea inferioară a patului de alunecare, numită *baza alunecării,* poate să coincidă cu piciorul pantei, poate rămîne ceva mai sus pe povîrniş pe planul vreunui strat mai rezistent sau, mai rar, poate coborî sub nivelul albiei; atunci, datorită împingerii piezişe în sus a materialului alunecător din luncă, formează un *val de refulare* chiar în albie, ca o ridicătură paralelă cu baza versantului (fig. 107).

Microrelieful unei alunecări cuprinde mai multe forme care merită a fi semnalate. El stă în strînsă legătură cu două situaţii în care se poate afla masa alunecătoare: rămasă intactă ca structură cînd a alunecat fără zdruncinături (de obicei pe un pat neted) sau tulburată cînd materialul alunecător a fost *frămîntat în mişcare* (fie datorită neregularităţii patului alunecării, fie încălecării valurilor de alunecare cînd masa este mai plastică). Cele două situaţii se pot întîlni fie izolat, caracterizînd fiecare un anumit tip de alunecare; dar se pot regăsi şi împreună în aceeaşi alunecare; la partea superioară masa alune-

[1] Uneori s-a inclus şi rîpa de desprindere la suprafaţa de alunecare, ceea ce e greşit, deoarece rîpa de desprindere are altă geneză (fiind un plan de rupere, de desprindere, nu de alunecare), altă formă (plan apropiat de verticală, abrupt), rămîne dezgolită, pe cînd suprafaţa de alunecare rămîne acoperită cu masa alunecătoare; de aceea au şi altă evoluţie (rîpa de desprindere fiind expusă agenţilor externi, suprafaţa de alunecare fiind ferită prin depozitul de deasupra).

cătoare rămîne mai frecvent intactă, iar mai jos devine treptat tot mai frămîntată spre fruntea alunecării. Cînd o alunecare de tipul celor în care masa alunecată este perturbată se produce în pădure, arborii înclină în direcţii diferite, cad la pămînt sau sînt parţial acoperiţi de alunecare, dînd un aspect caracteristic cunoscut sub numele de *pădure beată.*

Între formele de microrelief care se observă mai frecvent pe corpul alunecării, menţionăm : treptele de alunecare, crăpăturile, crestele şi depresiunile etc.

Treptele de alunecare (fr. *banquettes,* germ. *Leisten*) apar de obicei în partea superioară a corpului alunecării. Ele se despart unele de altele prin crăpături şi se datoresc conlucrării surpărilor la procesul de alunecare. În corpul alunecării aceste trepte se întîlnesc şi mai jos pe povîrniş, acolo unde patul alunecării este format din mari rupturi de pantă (structurale). Oricum, apariţia treptelor de alunecare reprezintă semnul începerii tulburării în structura masei de alunecare, ele nu trebuie confundate însă cu pseudoterasele, despre care vom vorbi mai încolo.

Crăpăturile din corpul alunecării reprezintă elementele care dau acestuia maximum de instabilitate şi care, prin posibilitatea ce deschid unei grabnice infiltrări a apelor de precipitaţii sau din topirea zăpezilor spre baza alunecării, expun alunecarea la reactivare, adică la reintrarea în mişcare. Cercetările mai de amănunt au arătat că există mai multe feluri de crăpături în corpul unei alunecări (129). *Crăpăturile de rupere* se produc oriunde masa alunecătoare în mişcare suferă eforturi de întindere (datorite fie vitezei mai mari de mişcare pe porţiunea respectivă, fie unui răstimp de alimentare mai înceată din sus). Ele se dispun de obicei în semicerc cu umflătura spre direcţia de mişcare.

Crăpăturile de strivire se formează în porţiunile în care masa alunecătoare întîlneşte un obstacol rigid în cale, ce le face să se grămădească. În mod obişnuit ele au o direcţie transversală mişcării de alunecare ; uneori însă, cînd împingerea este foarte puternică, se formează o întreagă reţea de crăpături intersectate pe direcţii diferite [1]. *Crăpăturile longitudinale* se dispun pe direcţia alunecării, cînd în masa alunecătoare se produc viteze de mişcare diferite (aceasta se observă mai ales acolo unde povîrnişul capătă înclinări foarte accentuate). Geotehnicienii descriu şi alte tipuri de crăpături (crăpăturile combinate, crăpăturile terenurilor vecine rămase nemişcate etc.), aceste elemente avînd mare însemnătate în construcţii şi stabilizarea terenurilor.

Formele vălurate ale alunecării (succesiune de ridicături şi adînciturі) sînt de asemenea caracteristice şi pot folosi drept criteriu în clasificarea alunecărilor. Ridicăturile pot avea forme diferite şi dimensiuni de la cîţiva decimetri (la *alunecările de brazde)* pînă la zeci de metri şi de la forma prelungă de *pseudoterase* pînă la forma de clăi cu contrapante, ceea ce în Cîmpia Transilvaniei se numesc *grueţi,* iar în Moldova *ţiglăi* [2]. Adînciturile dintre aceste ridicături au forma de albii largi. Popular se numesc *hîrtoape* (141). Ele pot avea lungimi de

---

[1] Unii cercetători le numesc impropriu crăpături de umflare (127).

[2] Ţiglăile sînt ridicături prelungi cu povîrnişurile disimetrice, purtînd deseori pe creste gurguie mai înalte numite *movile,* prin asemănare cu cele făcute de om.

la cîteva zeci la cîteva sute de metri. Datorită contrapantei ele prilejuiesc foarte frecvent acumularea apelor provenite din ploi sau din topirea zăpezilor, formîndu-se acolo mlaştini sau chiar mici lacuri efemere, numite în Moldova *bulhace* (fig. 108).

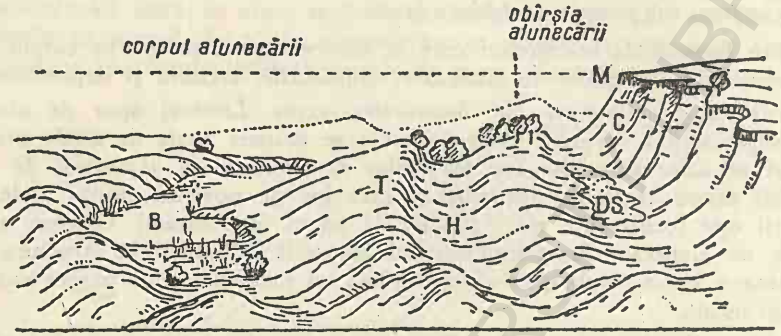


Fig. 108. — Reprezentare schematică a unei alunecări. *C*, Cornişa sau rîpa de desprindere ; *M*, muchea ; *TS*, depresiunea superioară sau ulucul de la baza rîpei de desprindere ; *H*, hîrtop ; *T*, ţiglău ; *B*, bulhac.

Pe versanţii acoperiţi cu alunecări în contrapante se formează o adevărată reţea hidrografică cu caractere proprii. Lăculeţele din contrapante pot intersecta o pînză freatică şi atunci ajung de se permanentizează, cum este pe valea Sitnei la est de Cătămăreşti (raionul Botoşani), unde îşi păstrează apa chiar în perioadele de secetă îndelungată. La locul numit „Suta de movile", lîngă Prut, G. Năstase descrie bulhace care ating suprafeţe de cîteva hectare şi înviorează peisajul dîndu-i un farmec deosebit. Unele sînt transformate în rîmnice pentru peşte, altele sînt invadate de stuf şi papură, ajungînd cu timpul simple mlaştini. În genere însă bulhacele sînt de dimensiuni reduse şi au o existenţă efemeră, transformîndu-se în perioadele de secetă în mlaştini, ori scurgîndu-se prin drenare naturală. Între ele se creează cu timpul şi mici pîrîiaşe, de direcţie apropiată de curba de nivel, fără legătură cu reţeaua hidrografică a văilor, cum se observă frecvent în raionul Săveni. Prin evoluţie, aceste pîrîiaşe izolate la etaje diferite pe versant se leagă între ele, creînd un sistem care drenează apele stătătoare, astfel că ele dispar cînd iau naştere ogaşele (141).

Fruntea alunecării se poate opri pe povîrniş sau poate înainta pînă în vale. În primul caz este un depozit deluvial expus reactivării ; în cel de-al doilea caz materialul se grămădeşte la baza versantului, care la anumite tipuri de alunecări strangulează valea sau chiar o barează ; la altele este treptat dusă de ape.

Cauzele alunecărilor. În afara cauzelor generale analizate la începutul acestui capitol, unde s-au urmărit condiţiile apariţiei şi dezvoltării porniturilor, sînt şi unele specifice acestei mari categorii de pornituri.

Rocile în care se pot produce alunecările de teren sînt diferite ; cele ce generează însă în mai mare măsură aceste procese sînt *argilele* şi *marnele*. La

aceste roci, diferitele caracteristici privitoare la coeziune, unghi de frecare interioară, permeabilitate etc. capătă însuşiri cu totul specifice.

Astfel, între cele două extreme între care variază coeziunea, argilele şi marnele constituie o categorie aparte de roci, denumite *pseudocoezive*, cu o comportare diferită : în stare de uscăciune prezintă o coeziune accentuată, astfel că pot da naştere la povîrnişuri abrupte şi forme de relief surprinzător de îndrăzneţe ; îmbibate însă bine cu apă, îşi pierd coeziunea şi se comportă ca rocile ale căror particule sînt nelegate unele de altele, punîndu-se cu uşurinţă în mişcare, ceea ce constituie o condiţie esenţială pentru alunecare.

Aceleaşi roci caracterizate printr-un unghi de frecare interioară foarte redus pierd la îmbibare cu apă jumătate din valoarea iniţială, reducînd astfel extrem de mult stabilitatea rocii.

Argilele, şi într-o măsură apropiată şi marnele, sînt rocile cele mai puţin permeabile ; nu lasă să treacă apa prin ele sau trece anevoie în cantităţi foarte reduse. Îmbibate bine cu apă devin impermeabile şi se umflă. Cînd aceste roci formează strate intercalate între alte roci, umflarea fiind frînată, se creează o presiune laterală, o adevărată împingere ce dezlănţuie alunecarea întregului masiv de deasupra.

La aceste condiţii de rocă, trebuie adăugată situaţia agravantă dată de structura stratificată, alcătuită din strătuleţe subţiri, mai ales cînd acestea prezintă o oarecare înclinare. Se poate produce astfel alunecarea întregii mase de deasupra.

Între cauzele exterioare, cea mai importantă este aşadar *umezirea* rocilor. Aceasta se poate produce pe mai multe căi ; dintre toate însă cele ce duc la infiltrări mai abundente, mai propice în generarea alunecărilor sînt : precipitaţiile atmosferice, cu deosebire ploile de lungă durată şi mai ales cele ce vin după o perioadă de uscăciune accentuată cînd s-au produs crăpături adînci în sol (ceea ce favorizează o pătrundere în adînc a apelor de infiltraţie). Faptul are o însemnătate deosebit de mare mai ales cînd este vorba de argile, care la secetă au proprietatea de a-şi micşora mult volumul, astfel că se produc crăpături adînci, prin care apa ploilor are putinţa de a pătrunde repede în profunzime, unde provoacă o înmuiere a rocii pînă la limita fluidizării. Aşa se explică mai ales alunecările în pachete pe planul umectat de la bază. Un rol asemănător are topirea unor zăpezi mari, mai ales cînd aceasta este întovărăşită şi de ploi de primăvară, ceea ce explică marea frecvenţă a alunecărilor produse la începutul primăverii. De asemenea prin aceasta se explică şi frecvenţa mai mare pe care o au alunecările pe versanţii umbriţi, faţă de cei însoriţi.

O umezire abundentă se poate produce de asemenea prin infiltrări laterale din apele curgătoare sau lacustre de la baza versanţilor. Cînd nivelul acestora corespunde cu al unui strat de argile sau de marne, se produce o îmbibare pînă la saturare, cu dezvoltarea unor presiuni în stratul respectiv, ce are tendinţa de umflare, fapt ce provoacă alunecări de jos în sus adică inverse celor precedente.

Umezirea prin apele subterane se produce cu precădere datorită creşterii nivelului acestora. Are loc atunci o suprasaturare a stratului impermeabil şi o creştere a presiunii interioare, care poate duce la o rupere de echilibru a poziţiei maselor de teren ce se pun în mişcare. La toate formele de îmbibare a rocilor cu apă, trebuie ţinut seamă şi de creşterea considerabilă a greutăţii mase-

lor de teren, ce exercită şi o apăsare suplimentară, care măreşte şi mai mult presiunea din stratul puternic umezit. La argilele curate, această sporire de greutate poate ajunge pînă la 50% din greutatea iniţială.

În interiorul rocilor îmbibate cu multă apă se mai petrec însă şi unele procese chimice care agravează situaţia. În argile şi marne se produce dizolvarea unor particule cum este carbonatul de calciu din marne, ori au loc reacţiile chimice provocate de prezenţa sărurilor din argile. Alături de cauzele mecanice arătate mai sus, procesele chimice contribuie efectiv la distrugerea stabilităţii interioare a rocilor şi ca urmare la scoaterea maselor de teren de pe versanţi din echilibrul lor static.

Printre celelalte condiţii care contribuie direct sau indirect la dezvoltarea alunecărilor, trebuie luate în considerare în special forma şi structura povîrnişurilor, defrişările şi trepidaţiile, care totuşi nu pot fi socotite printre cauzele principale. Astfel forma şi structura povîrnişurilor pot doar înlesni sau frîna dezvoltarea alunecărilor în asociere cu factorii activi menţionaţi. Proeminenţele versanţilor sau versanţii de formă convexă constituie cauze latente de alunecare. Intersectarea versanţilor prin taluzuri pentru construcţii de căi ferate, şosele, clădiri etc. poate provoca de asemenea alunecările nu numai datorită pantei în sine, ci mai ales întrucît prin ele se creează deschideri pentru apele subterane sau pentru că dau posibilităţi de umflare laterală a stratelor de argile şi marne.

O însemnătate şi mai mare prezintă însă structura povîrnişurilor. Cînd stratele alcătuitoare au o înclinare pe aceeaşi direcţie cu a versantului, feţele de strat slujind ca planuri de înmuiere (cu deosebire în cazul unei succesiuni de strate permeabile şi impermeabile), ele pot provoca alunecări ale unei întregi stive de strate pe talpa înmuiată a unui singur strat. De asemenea expuse sînt povîrnişurile puternic fisurate sau care prezintă crăpături adînci de secetă, ori de pe urma gelivaţiei, precum şi povîrnişurile alcătuite din depozite deluviale (care au suferit o primă răvăşire în perioada depunerii lor), din grohotişuri fixate etc.

În concluzie, cauzele care dau naştere la alunecări pot fi împărţite în două grupe : *cauzele pregătitoare* (de exemplu condiţiile de rocă, forma şi structura povîrnişurilor etc.), care lucrează pe încetul, neobservate, creînd condiţii favorabile pentru alunecări, şi *cauzele determinante*, însă conexe (de exemplu saturarea cu apă a unui strat impermeabil prin ploi mari, un cutremur de pămînt etc.), care dezlănţuie fenomenul în nişte condiţii pe încetul pregătite. Observatorul mai puţin iniţiat este tentat să arunce asupra acestora din urmă întreaga răspundere, cînd în realitate ele împlinesc doar suma condiţiilor pentru scoaterea terenurilor din starea de echilibru.

Cum se produc alunecările. Din modul de asociere a cauzelor arătate, pot rezulta numeroase combinaţii de forţe care duc la distrugerea echilibrului povîrnişului, de unde rezultă moduri diferite de manifestare a alunecărilor.

Se cunosc numeroase cazuri în care alunecarea se produce atît de liniştit încît porţiunea de teren deplasată nu suferă nici o modificare la suprafaţă. Case, grajduri, arbori etc. rămîn intacte, doar că întreg complexul se strămută mai la vale.

Dimpotrivă, în alte cazuri, alunecarea produce o atît de puternică desfigurare a povîrnişului, încît acesta nu mai este de recunoscut : un haos de forme,

de crăpături şi dîmburi, rupturi de pantă şi gropi ; case despicate în două sau dărîmate, arbori întorşi cu rădăcinile în sus etc. Deosebirea dintre un mod de manifestare şi altul se datoreşte pe de o parte vitezei cu care se produc alunecările, pe de altă parte complexităţii cauzelor care conlucrează.

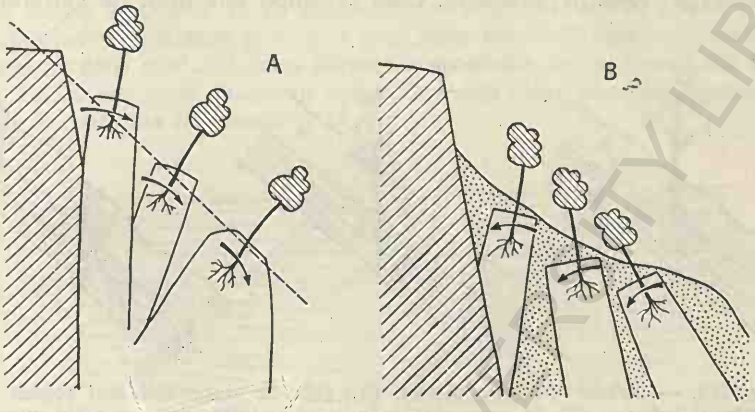


Fig. 109. — Deosebiri în modul de producere a alunecărilor la pantă mare (*A*) şi la pantă medie (*B*) (în parte după A. Meynier).

Viteza alunecărilor pare să stea în legătură în primul rînd cu panta terenului (la pante mai accentuate corespunzînd viteze mai mari), în al doilea rînd cu fluiditatea patului de alunecare, la care se pot adăuga şi alte cauze secundare. După viteza cu care se mişcă, alunecările se împart obişnuit în trei categorii : alunecări lente, alunecări repezi şi alunecări bruşte. Nu se pot preciza în limite absolute vitezele ce corespund fiecăreia dintre aceste categorii. Se poate însă afirma că ele sînt în genere mai reduse decît la curgerile de noroi. Alunecările lente pot avea o viteză doar de cîţiva metri pe an, iar cele repezi şi bruşte pot ajunge la 2—3 m pe oră. Însă, în vreme ce alunecările lente au o deplasare mai continuă, cele bruşte se întrerup pentru a reîncepe după o pauză.

Cu toată încetineala lor relativă, alunecările provoacă mai totdeauna mari pagube materiale şi în anumite cazuri (la alunecările-surpări) chiar pierderea de vieţi omeneşti. Aşa, de exemplu, la alunecarea de la Goldau (Elveţia) din 1906 au murit 451 de persoane. Aceasta se datoreşte bruscheţii cu care se manifestă la început fenomenul, nelăsînd răgazul de a părăsi locuinţele. Dar asemenea dezlănţuire bruscă nu se întîmplă decît în rare cazuri şi este mai frecventă la alunecările de teren din categoria în care conlucrează şi surpările.

Observaţii personale şi ale unor geografi străini (131) par să arate că panta terenului joacă un rol însemnat în modul de manifestare al alunecării: la pante accentuate, partea superioară a corpului alunecător se deplasează cu o viteză mai mare decît baza acestuia, astfel că porţiunile respective se apleacă spre vale (fig. 109 A). Dimpotrivă, la pante mai slab înclinate, viteza mai mare a bazei alunecării explică tendinţa aplecării inverse, cu contrapante spre culmea dealului (fig. 109 B). Faptul are însemnătate în diferenţierea tipurilor de alune-

cări pe un versant la care nici uniformitatea rocii, nici alte condiţii nu ar putea să le explice.

Viteza poate să difere nu numai între o alunecare şi alta, ci chiar în interiorul masei aceleiaşi alunecări. În acest caz rezultă cavităţi şi „circuri" de alunecare, dîmburi şi creste de alunecare. Cînd versantul este lipsit de uniformitate în

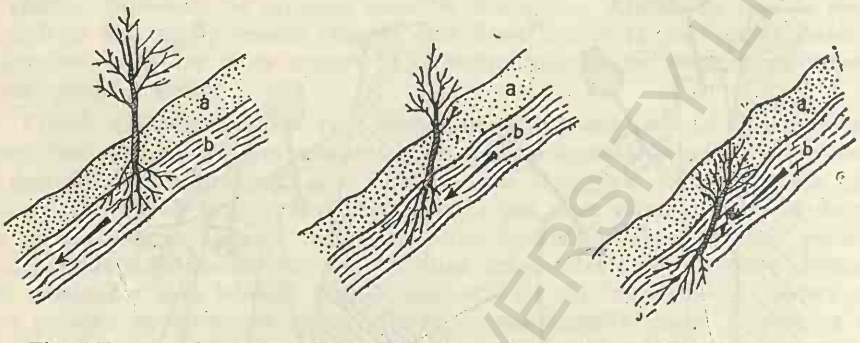


Fig. 110. — Arbori traşi în pămînt din pricina alunecării mai repezi a stratului inferior (*b*), în care sînt înfipte rădăcinile, decît a celui superior (*a*). Arborii dispar în pămînt cu coronament cu tot.

constituţia lui, microrelieful acesta se amplifică şi mai mult, întrucît însăşi neuniformitatea poate contribui la înaintarea mai repede a unor părţi şi rămînerea în urmă a altora. În situaţia cînd un strat inferior alunecă mai repede decît unul de deasupra, se petrec fenomene cu aparenţe ciudate, socotite uneori în trecut chiar ca fenomene supranaturale. Astfel, arborii sînt traşi de rădăcini înăuntrul pămîntului, pînă dispar ca înghiţiţi cu totul (fig. 110). Cazul a fost semnalat la nord de Cimişeni, lîngă valea Tohatinului (146).

Semnele care anunţă alunecarea. În genere, prevenirea alunecărilor este mult mai dificilă decît prevenirea eroziunii, apariţia lor neaşteptată fiind mult mai frecventă. În raport cu panta povîrnişului, cu constituţia lui litologică, cu structura, cu gradul de umezire etc., se pot da indicaţii în legătură cu *probabilitatea* dezlănţuirii alunecărilor în unele locuri. Nu se poate fixa însă nici cu aproximaţie *timpul* cînd se va produce alunecarea numai pe baza acestor elemente.

Există însă unele semne care arată cu ceva mai multă certitudine apropierea dezlănţuirii fenomenului. Cităm între acestea :

Crăpăturile care se formează la partea superioară a povîrnişului şi care se lărgesc treptat. Mai neîndoielnice pot fi crăpăturile ce se produc în pereţii caselor, în drumuri sau în tulpinile arborilor. Pentru a se urmări lărgirea treptată a crăpăturilor se folosesc repere uşoare fixate tansversal peste crăpătură. Dacă ele se rup este semn de lărgire a lor (fig. 111).

Dispariţia bruscă sau *apariţia* neaşteptată a *izvoarelor* de pe un povîrniş ; ceea ce presupune deranjamente interioare. Chiar numai tulburarea apei izvoarelor ar putea sluji în anumite situaţii drept semn prevestitor al alunecărilor.

Zgomotele subterane şi *zguduirile pămîntului* premerg uneori cu o zi — două şi chiar mai multe zile producerea alunecărilor. Ele sînt de obicei impre-

sionante şi se datoresc dislocării interioare a stratelor pămîntului. Lumea fuge cuprinsă de panică.

Aşa s-a întîmplat în mai 1897 la Piatra-Neamţ, cînd a alunecat o parte din muntele Cozla, acoperind 22 de gospodării aşezate mai sus de strada Ştefan cel Mare. „Deplasarea păturilor a început prin nişte huruituri care s-au auzit neîntrerupt timp de două zile"... „Lumea părăsea gospodăriile, cu ce puteau lua în grabă fiecare. Panica era mare. Ooamenii strigau îngroziţi „vine muntele", nimeni neştiind ce proporţii poate lua fenomenul" (119).

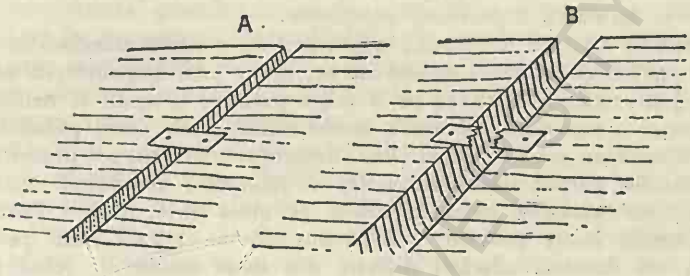


Fig. 111. — Semn indicator pentru urmărirea lărgirii crăpăturilor pregătitoare dezlănţuirii alunecărilor.

Un semn prevestitor este de asemenea şi *umflarea părţii inferioare* a povîrnişurilor (166), ceea ce presupune începutul mişcărilor subterane ale masei de alunecare. Aşadar, după o îndelungată fază de pregătire a alunecării prin procese ascunse, apar unele semne prevestitoare pe care de multe ori le pot sesiza şi nespecialiştii. S-a făcut afirmaţia că, cu cît perioada de pregătire ascunsă este mai îndelungată, cu atît alunecarea va căpăta proporţii mai mari, ceea ce nu se verifică întotdeauna.

Lăsînd la o parte variantele care se pot ivi şi care dau tipuri deosebite, asupra cărora vom reveni, în linii generale o alunecare trece prin următoarele faze esenţiale : desprinderea sau ruperea la partea superioară, punerea în mişcare a masei alunecătoare, potolirea vremelnică şi reactivările.

Desprinderea începe de fapt cu mult înainte de producerea alunecării, încă din faza pe care am numit-o pregătitoare. Desprinderea se grefează pe elemente cu aparenţă neînsemnată, cum ar fi crăpăturile de uscăciune ale solului, reţeaua de galerii ale animalelor cavernicole, cînd această reţea este mai deasă şi chiar pe fisurile rocilor. Cînd aceste elemente lipsesc, desprinderile se grefează pe porţiunile mai labile ale povîrnişului. În această fază apa nu joacă un rol esenţial. Ea poate interveni doar în subsidiar, aşa cum acţionează şi în cazul dezagregărilor, avînd singurul rol de lărgire a crăpăturilor şi fisurilor, adică rolul de a deschide posibilităţi mai mari de infiltrare a apelor spre stratul impermeabil. Cînd această pregătire este terminată şi apele pot pătrunde din abundenţă în stratul impermeabil, se trece la faza a doua.

Sînt cazuri cînd alunecarea nu începe cu desprinderea, aceasta producîndu-se ca un efect al alunecării. Situaţia se întîlneşte mai ales la alunecările provocate prin apele subterane. Înmuierea patului de alunecare se produce astfel independent

de umezirea stratelor superioare şi iau naştere viteze de alunecare diferite între stratele de deasupra şi cele de dedesubt puternic înmuiate. Numai prin întinderea stratelor superioare, trase de mişcarea celor inferioare, se produce ruperea lor. Acesta nu mai apare însă ca o cornişă la partea superioară a povîrnişului, ci oriunde pe întinderea lui.

Punerea în mişcare a masei alunecătoare se produce numai după îmbibarea puternică a patului de alunecare. În această fază se dezveleşte mai întîi rîpa de desprindere, despărţindu-se astfel obîrşia alunecării de corpul alunecării. Este faza cînd se produc zgomotele şi vibraţiile. Acestea se datoresc în cea mai mare parte surpărilor subterane ce se produc. Rezultatul este apariţia la zi a *rîpei de desprindere* şi formarea *depresiunii superioare.*

Punerea în mişcare a corpului alunecării se produce imediat, în mod independent sau avînd drept cauză zguduirile pricinuite prin desprinderea de la obîrşie. Cînd corpul alunecării patinează pe o talpă puternic umezită şi netedă, întreaga masă păstrează o suprafaţă uniformă, nezdruncinată (este cazul pseudoteraselor de exemplu). Cînd însă patul alunecării nu este uniform umezit, ori prezintă neregularităţi structurale, corpul alunecării ia forme tulburate, distrugînd vegetaţia arborescentă şi toate aşezările omeneşti aflate pe masa alunecătoare. Forma de alunecare tulburată poate proveni însă şi din pricina vitezei mari pe care o ia alunecarea, ori datorită mişcării diferite din masa alunecării (cînd unele părţi alunecă mai încet, iar altele o iau înainte). Ea pricinuieşte crăpături şi încălecări în însăşi masa alunecătoare. Aceasta este faza critică a procesului. Ea poate dura numai cîteva minute, dar şi zile întregi ori chiar luni de zile.

Ca exemplificare dăm un fragment din descrierea alunecării de la Ciumagi (Vîlcea) din 1928, după T. Porucic: „Pămîntul a avut zvîrcoliri puternice antemergătoare, foarte puternice în timpul nopţii, cu urlete grozave timp de o jumătate de oră. Apoi, după un răgaz de cîteva minute ca pentru o supremă opintire, zvîrcolirile au început cu efect catastrofal. În cîteva minute totul a fost răsturnat, începînd din dreptul punctului geodezic de pe Poiana Mare şi repercutîndu-se departe de-a lungul dealului Inurilor spre valea Burluiului. În cîteva clipe casele de pe acest teren au fost distruse, prăvălite peste cap sau acoperite de torentele pămîntului răscolit, iar altele făcute ţăndări. Pomii au fost smulşi din rădăcini ori purtaţi cu blocurile imense de pămînt spre hăul enorm care se deschidea între dealul Inurilor şi satul Ciumagi" (146, p. 185). După autorul citat, această alunecare s-a dezvoltat astfel: părţile situate sus lîngă sprînceana dealului s-au scufundat, cele de mai jos au alunecat pe pantă, iar în partea de bază a versantului s-au aglomerat masele alunecate, formînd o îngrămădeală fărîmiţată de pămînt. Crăpături de-a lungul şi latul povîrnişului s-au format pe o întindere de 500 ha.

După faza de criză, care este de cele mai multe ori impresionantă ca formă de manifestare, potolirea fenomenului nu mai este uşor de definit. Mişcarea slăbeşte treptat, fie datorită pierderii apei de pe patul de alunecare (ape ce ies de multe ori la iveală, curgînd la vale sau umplînd contrapantele) şi deci ajungerii la starea vîscoasă a acestuia, fie datorită unor piedici întîlnite în cale (constituite din proeminenţe ale unor strate mai dure sau mai uscate) sau în sfîrşit potolirii vitezei pe un plan mai apropiat de orizontală (terasă sau albia văii). După încetarea mişcării de alunecare, se mai produc încă un timp mărunte manifestări

de aşezare a terenului, care aduc uşoare schimbări ce pot fi remarcate în timp, apoi procesul se stinge aparent cu totul.

De foarte multe ori însă alunecările *se reactivează*. Faptul se explică nu numai prin persistarea condiţiilor externe care au dezlănţuit mai înainte fenomenul (de exemplu acelaşi regim al ploilor, aceeaşi lipsă de înveliş vegetal arborescent etc.), dar şi prin însuşirea nouă pe care o capătă masa alunecată. Afînată, răsturnată, fărîmiţată, masa alunecării ajunge mult mai expusă infiltrărilor de ape meteorice şi mult mai impermeabilă.

Specialiştii au arătat că masa alunecată se deosebeşte în genere foarte mult de cea rămasă *in situ* în ceea ce priveşte proprietăţile ei fizico-mecanice. Mai întîi componenţa granulometrică în masa de acumulare nu mai este atît de omogenă ca în roca-mamă, prezentîndu-se în genere ca mai nisipoasă, ceea ce se explică prin selecţionarea naturală prin trecerea curenţilor de apă. Porozitatea şi umiditatea maselor alunecate sînt de regulă mai ridicate decît la rocile-mamă, ceea ce înlesneşte reactivarea alunecărilor în cuprinsul lor.

Schimbîndu-şi foarte mult proprietăţile la înmuiere, putînd trece cu uşurinţă în stare plastică şi chiar fluidă, acumulările de alunecare se usucă la suprafaţă, acoperindu-se cu un fel de coajă tare, care poate ajunge pînă la 2 şi chiar 4 m. Prin uscare se produc crăpături caracteristice alunecărilor recente. Prin toate aceste modificări interioare, masa alunecată devine şi mai aptă pentru reactivare decît terenurile care nu au fost mişcate din loc.

Iată de ce în porţiunile afectate de alunecări întîlnim de multe ori situaţii foarte complexe. Alunecări noi, uneori încă active, se interferează sau se suprapun cu alunecări vechi, rezultînd un haos de microforme greu de diferenţiat ce aparţine unor diferite faze de alunecare. Cînd versantul pe care s-au produs alunecările prezintă o succesiune de strate mai rezistente şi mai moi, se pot observa mai multe *etaje de alunecări*. Aceeaşi etajare de alunecări se poate întîlni şi pe versanţii cu terase, planurile acestora constituind nivelul de oprire a procesului.

Clasificarea alunecărilor. Între diferitele categorii de pornituri, alunecările de teren au cea mai mare răspîndire, datorită faptului că se pot produce şi dezvolta în condiţii destul de felurite în ceea ce priveşte roca şi structura, înclinarea, forma, ori expunerea povîrnişurilor etc. Dar tocmai această mare gamă de posibilităţi de desfăşurare a alunecărilor face să apară o sumedenie de tipuri, iar clasificarea lor să difere de la un autor la altul, neajungîndu-se pînă acum la o împărţire a alunecărilor unanim admisă în ştiinţă. De fapt însă nu mulţimea tipurilor de alunecări, ci varietatea criteriilor luate ca bază îngreuiază stabilirea unei clasificări. Fiecare dintre ele porneşte de la alt criteriu şi în majoritatea cazurilor se bazează pe cîte unul singur, mai rar pe criterii complexe.

Astfel unii cercetători au luat ca bază a clasificării alunecărilor *modul cum se produc*; A. P. Pavlov (144) le împarte în: *delapsive* sau *glisante*, care încep de la baza povîrnişului, şi *detrusive* sau *împingătoare*, care încep din partea lui superioară.

Cercetătorii mai noi consideră această clasificare neconvingătoare sub raport teoretic şi nefolositoare sub raport practic (122). M. F. Knorre (127) deosebeşte: *alunecările plastice* sau curgătoare de alunecările care, producîndu-se în roci tari, capătă caracterul de *alunecări-surpări*, în afara lor deosebind o a treia categorie,

de *alunecări complexe*. Amîndouă aceste clasificări au defectul de a nu putea cuprinde în schema lor simplă principalele tipuri de alunecări.

Ceva mai cuprinzătoare este împărţirea făcută de M. Derruau (36), care diferenţiază *alunecările de masă* sau propriu-zise (care la rîndul lor pot fi uscate sau umede) şi care se deplasează în masă (deranjat sau nu) de cele de tip *creep*, în care mişcarea se produce între particulele rocii, care alunecă una peste

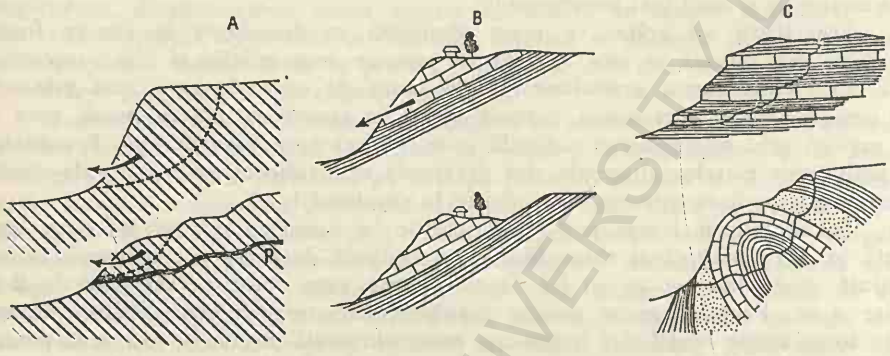


Fig. 112. — Alunecări în terenuri cu diferite structuri. *A*, în terenuri fără stratificaţie (asecvente), putînd fi provocate de unghiul prea mare de pantă (sus) sau de pînza freatică (jos); *B*, prin clivaj de strat (consecvente) cu două momente ale alunecării (sus şi jos); *C*, prin intersectarea de strate diferite (insecvente) cu talpa plină de neregularităţi; *p*, nivelul de pînză freatică.

alta. Această clasificare are defectul de a se opri numai la aceste linii mari, nedetaliîndu-se pînă la tipurile aplicabile în analizele de teren locale.

Alţi cercetători au pus la baza clasificării alunecărilor criteriul *adîncimii* lor, deci al posibilităţilor de dezvoltare în mărime. Remarcabilă sub acest raport este cea a lui Ion Simionescu, care încă din 1927 deosebea (63) alunecările superficiale denumite de el *alunecări în brazde*, care afectează doar solul vegetal (p. 61), de *alunecările în masă*, pe care le împarte la rîndul lor în: alunecări prin înmuierea masei întregi ce dau înfăţişarea vălurată a povîrnişurilor, alunecări pe plan înmuiat şi, în fine, alunecări — năruituri (p. 73-75).

Se pot da şi alte exemple de clasificări bazate pe cîte un singur criteriu. Indiferent care ar fi acesta, ele rămîn unilaterale şi mai totdeauna necuprinzătoare. Mai apropiate de realitate sînt clasificările complexe bazate pe criterii multiple. Una dintre acestea este clasificarea lui F. P. Savarenski (148), care foloseşte următoarele patru criterii de bază: structura povîrnişului, cauzele care provoacă alunecarea, modul în care acesta afectează povîrnişul, timpul în care se produce.

1. După *structura povîrnişului* pe care se produc, autorul împarte alunecările în: *asecvente* în terenuri lipsite de stratificaţie, *consecvente* pe planurile înclinate ale stratelor şi *insecvente*, adică independente faţă de înclinarea stratelor (fig. 112).

S-au adus numeroase obiecţii acestei clasificări bazate pe structura povîrnişului, începînd cu înşişi termenii folosiţi, consideraţi necorespunzători (de exem-

plu asecvent şi insecvent reprezentînd sub raport lingvistic acelaşi lucru). Mai importante sînt însă obiecţiile de fond, între care menţionăm pe aceea a inutilităţii cartării tipurilor de alunecări după acest criteriu, care se reduce de fapt la cartarea tipurilor de structură.

Deşi la criteriul arătat autorul adaugă şi altele, discutabile şi ele, fiecare dintre acestea este luat separat şi nu într-o îmbinare complexă, astfel că de fapt se pot face mai multe tipologii paralele, ceea ce îngreuiază aplicarea ei.

În afara celor arătate, există şi alte clasificări în bibliografia de specialitate. Între ele se observă relativ mari deosebiri şi cele mai multe sînt sau lipsite de unitate în ce priveşte criteriile de bază folosite, sau extrem de complicate.

În faţa acestei mari diferenţieri între clasificări şi a complexităţii crescînde a tipurilor rezultate, se pune acut problema simplificării lor. Practicienii care lucrează la combaterea acestor procese dăunătoare afirmă : „Clasificările existente ale alunecărilor suferă de o complexitate excesivă, care nu ajută la elaborarea măsurilor de evitare şi la combaterea deformaţiilor“ (122). Natura nu separă ca omul criterii atît de diferite după care se pot categorisi alunecările. Tipurile scoase la iveală de natură sintetizează mai multe caractere şi se diferenţiază în peisaj după *forma* alunecării. Iată de ce considerăm că o bună şi în acelaşi timp simplificată clasificare trebuie să se bazeze pe forma de relief care rezultă din alunecări.

Forma şi aspectul (simplu sau frămîntat) al alunecărilor, nefiind decît rezultanta complexului de forţe care au conlucrat la dezlănţuirea lor, trădează întotdeauna cauzele care au dat naştere alunecării ; este astfel un criteriu de clasificare complex şi cu baze genetice. Mai are şi avantajul că se sprijină pe elemente vizibile, concrete, măsurabile, de la care se poate porni cu certitudine la o clasificare a alunecărilor, în vreme ce majoritatea criteriilor folosite în clasificările arătate mai sus se bazează pe elemente care trebuie deduse indirect, deci nesigure (de exemplu clasificarea alunecărilor delapsive sau detrusive, totdeauna greu de diferenţiat).

Forma, reprezentînd în speţă sinteza unui proces mecanic, rezultat din îmbinarea unui complex de factori (plasticitatea rocii de bază şi rezistenţa la ruptură a stivei de strate de deasupra, acţiunea gravitaţiei şi propria greutate a masei pusă în mişcare şi multiple altele), este indicatorul cel mai sigur al modului în care s-a produs alunecarea, al adîncimii masei puse în mişcare, al legăturii cu pînză freatică, al raportului cu panta morfologică sau structurală etc. Studiul formelor de alunecare reprezintă astfel cea mai reală bază de clasificare a alunecărilor. Din analiza formelor de alunecare pot rezulta şi indicaţii asupra *adîncimii* (înălţimea cornişei, amplitudinea formelor, ori secţiunea deranjată fiind elementele utile în această operaţie), *lungimii* deplasării pe orizontală (numeroase elemente de planimetrie putînd sluji ca repere în această privinţă : o şosea, un şir de arbori etc.), *modului de manifestare* (strate nederanjate, frămîntate sau chiar încălecate), *raporturilor cu structura* (conformă sau independentă), *cu vechimea ei* etc.

Analiza aceasta arată de asemenea că elementele simple de care am pomenit (adîncimea, raporturile cu structura, modul de manifestare etc.) şi pe care mulţi cercetători şi-au întemeiat clasificările lor nu sînt întîmplătoare, ci se leagă într-un anumit fel între ele, fiecărei forme de alunecare corespunzîndu-i o anumită îmbinare de elemente şi invers, la o sumă şi la o gradaţie de asemenea ele-

mente corespunzînd totdeauna aceeaşi formă de microrelief (160). Ea trebuie bine-înţeles să selecţioneze astfel categoriile de forme încît, prin evoluţia lor ulterioară, să se poată totuşi deosebi unele de altele.

Iată pentru ce o clasificare bazată pe formele microreliefului rezultat înmănunchează organic complexitatea elementelor genetice, aşa cum se îmbină ele în natură, fără a da totuşi acea infinitate de tipuri care reuşeşte să încurce chiar pe specialişti. Menţinîndu-se în limita formelor simple, elementare, alunecările cel mai frecvent întîlnite se pot împărţi în următoarele tipuri :

— alunecări în brazde (superficiale) ;
— alunecări lenticulare (lupe de alunecare) ;
— alunecări în movile sau monticuli (denumite şi în grueţi, în ţiglăi) ;
— alunecări în pseudoterase (sau alunecări de mase) ;
— tipuri de tranziţie : alunecări curgătoare, alunecări-surpări, ş.a.

Alunecările în brazde sînt de mică adîncime (de obicei sub 1 m), producîndu-se numai în pătura de sol cînd aceasta prezintă o oarecare permeabilitate, pe un substrat bine fixat. Aspectul este de brazde care se rup unele de altele împreună cu vegetaţia ierboasă, făcînd să apară între ele porţiuni denudate fără ierburi. Alunecările de brazde se deosebesc însă de „cărările de oi", care reprezintă un fenomen de tasare mecanică în linii regulate, prin aceea că nu sînt rînduite rectiliniu, ci cu totul neregulat. Alunecările de brazde pot provoca, prin dezgolirea solului şi deci prin înlesnirea pătrunderii apei în adînc, alunecări de dimensiuni mai mari cînd condiţiile de rocă sînt propice. Pe înălţimile de munte (în ţara noastră la peste 800—1 000 m), datorită proceselor de îngheţ — dezgheţ prelungite, alunecările de brazde se îmbină cu formele de solifluxiune, la altitudini superioare lăsînd cîmp liber acestora. Menţionăm de asemenea că alunecările în brazde nu se leagă de un anumit fel de rocă, de care sînt independente, întrucît se produc numai în pătura de sol de deasupra.

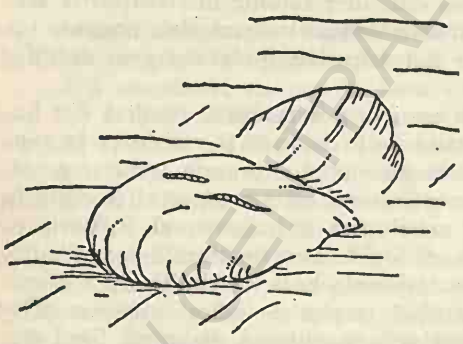


Fig. 113. — Schema unei alunecări lenticulare.

Alunecările lenticulare, corespunzînd termenului francez *loupes de glissement* sau celui german *Wülste*, sînt puţin adînci (1—5 m), prezintă la partea superioară a povîrnişului abruptul de desprindere („cornişa"), iar mai jos de acesta forme şi valuri scurte, cu contururi concave, uşor bombate, ca nişte lentile etajate pe povîrniş, de cele mai multe ori rînduite cu totul neregulat. Această formă de alunecare se produce numai în roci impermeabile, plastice de felul argilelor şi antrenează în mişcare nu numai solul, dar şi roca de dedesubt (fig. 113) şi par să fie legate de pante relativ reduse (12—15°) (după J. M. Avenard şi J. Tricart). Este tipul cel mai răspîndit de alunecare (frecvent întîlnit în regiuni tabulare). Aceste forme se produc lent şi în reprize, nu dintr-o dată pe întreg povîrnişul. În măsura în care se formează, apele meteorice se adună şi stagnează în micile contrapante (numite *hîrtoape* în Moldova), ceea ce la o

infiltrare mai abundentă pe mici porţiuni provoacă pornirea altei lentile de alunecare mai la vale, şi astfel întreg povîrnişul capătă un aspect haotic, plin de învălurări neregulate. La o observare atentă a acestora pe un povîrniş se pot identifica forme de vîrste diferite.

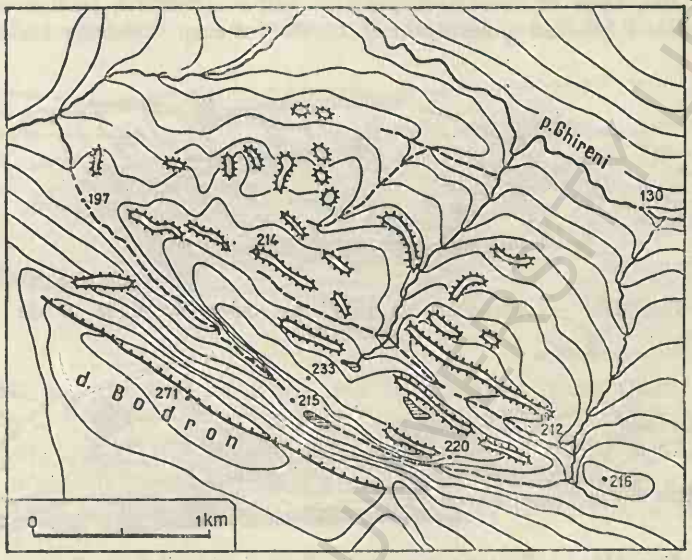


Fig. 114. — Alunecări în movile în NE Cîmpiei Moldovei, cu văiugi suspendate (liniile întrerupte) şi contrapante accentuate.

Alunecările în movile sau monticuli — denumite în toponimia ţării noastre printr-un mare număr de termeni (*grueţi, glimee, ţiglăi* etc.), ceea ce arată că forma aceasta proeminentă şi atît de caracteristică nu putea fi trecută cu vederea de popor [1], care a legat-o deseori de legende — sînt alunecări de mare amploare, care antrenează terenurile pînă la adîncimi mari (5—20, m în cazuri rare chiar pînă la 50 m). Forma pe care o iau este aceea de ridicături cu contur circular sau oval la bază, ascuţite sau în coamă rotunjită spre vîrf, cu contrapante accentuate ca nişte văiugi de mai mulţi metri adîncime, în care se menţin ape stagnante sub formă de bălţi, uneori de mare întindere, sau sub forma unor cursuri de ape suspendate (fig. 114).

Movilele de alunecare cu aspectul lor caracteristic, în contrast cu înclinarea povîrnişului, se datoresc unor obstacole întîlnite în cale care au frînat cu bruschete

[1] Termenul de *movile* este folosit în Podişul Transilvaniei şi cel al Hîrtibaciului, precum şi în Moldova. De asemenea largă folosinţă are termenul de *glimee* întîlnit în Transilvania şi sub formă de topic (dealul Glimeei) în Moldova. Mai restrînsă folosinţă teritorială au termenii de *grueţi* (Cîmpia Transilvaniei şi Platforma Someşeană), *ţiglăi* (Moldova), *holoage* (Oltenia) ş.a. Termenul de *monticuli* este cărturăresc, întîlnindu-se în vechi acte de cancelarie (exemplu *Centum monticuli* la Dimitrie Cantemir pentru cele de pe Prut).

continuarea alunecării. Obstacolul poate fi structural (vreun capăt de strat ceva mai dur sau chiar de aceeaşi duritate, dar consolidat, care nu se lasă antrenat de alunecare) sau un plan morfologic (terasă, pseudoterasă de alunecare consolidată sau chiar albia majoră) pe care se opreşte alunecarea. Ele trădează îndeobşte viteze mari de alunecare, legătură cu pînza freatică supraîncărcată la un moment dat, ceea ce lubrefiază puternic talpa alunecării, înclinarea stratelor inversă pantei. Răscolind puternic terenul, ele întrerup izvoarele creînd acumu-

Fig. 115. — Alunecări în ţiglăi pe valea Sitnei la N de Botoşani.

Fig. 116. — *Centum monticuli* „Suta de Movile" pe Prut, vedere parţială.

lări de ape subterane, care, pînă reuşesc să-şi afle o ieşire în altă parte, continuă să accentueze alunecarea. Cu toată forma lor semeaţă, grueţii sau movilele se consolidează repede, îndată ce se creează un echilibru al apelor subterane. Alunecările din această grupă se întîlnesc mai frecvent în terenuri cu strate orizontale sau uşor înclinate, deşi nu lipsesc nici în alte condiţii de structură.

Ţiglăi caracteristice se întîlnesc pe valea Sitnei în apropiere de oraşul Botoşani (fig. 115), ori mai la nord, lîngă Leorda, unde predomină argilele sarmatice cu uşoare intercalaţii de nisipuri (157). Acest fenomen are o frecvenţă mai mare în raionul Săveni, unde atît dimensiunile, cît şi complexitatea formelor pe care le iau alunecările în movile creează o notă caracteristică în peisaj.

Clasice însă rămîn alunecările de acest tip în porţiunea denumită „Suta de Movile" din apropiere de Ştefăneşti, descrise de Gh. Năstase, unde formele de alunecare semeţe (fig. 116) au fost luate de unii drept movile construite de om, plăsmuindu-se pe această temă şi unele legende populare care caută să explice obîrşia lor prin fapte istorice, cînd în realitate perioada formării acestei alunecări a fost precizată ca preistorică, datînd din paleoliticul superior (141).

Sînt cunoscute de asemenea alunecările de acest tip în cîmpia Transilvaniei (fig. 117), pomenite de multă vreme în tratatele clasice ale specialităţii (48). Numite popular *grueţi* sau *gruete*, ele se datoresc, după cum arată cercetările mai noi (115), substratului alcătuit dintr-o succesiune de marne şi nisipuri care înles-

nesc infiltrarea şi umflarea stratelor impermeabile, precum şi dezechilibrului produs în apele subterane prin despăduririle excesive produse cu secole în urmă (documentar pomenite prin secolul al XIII-lea, dar pare că şi mai vechi). Deşi ele nu au lungimi şi înălţimi mari (50—60 m pe 10—15 m), sînt semeţe prin înălţimea lor relativă (pînă la 12 m) şi prin forma lor ascuţită.

Cele mai mari alunecări în movile din ţara noastră — unele ajungînd pînă la 50 m înălţime relativă — se întîlnesc pe valea Aldeoara din bazinul superior

Fig. 117. — Alunecări în grueţi (sau în glimei) la Valea Caldă, Cluj.

al Hîrtibaciului, lîngă satul Movile (denumit pe vremuri de saşi Hundertbücheln, adică suta de movile), unde suprafaţa afectată de alunecări acoperă circa 7 km², întreg complexul reprezentînd un glacis ce se termină la bază cu o largă terasă de confluenţă (125).

Alunecările în pseudoterase, „în pachete“ sau în trepte, sînt în majoritatea cazurilor alunecări de mare adîncime (5—30 m sau chiar mai mult), desfăşurate în lungime pe mari distanţe (de la cîteva zeci de metri pînă la cîţiva km) şi sînt legate de pante mari ale versantului de peste 20° (111). Ele prezintă la partea superioară a povîrnişului o cornişă rectilinie şi se desfăşoară pe povîrniş în trepte, uneori atît de regulate încît se pot confunda cu terasele obişnuite. Deosebirea este că ele nu cuprind pietrişuri (decît cu totul întîmplător) şi că nu se menţin peste tot la aceeaşi înălţime, după o întrerupere apărînd cu diferenţe sensibile de altitudine. Alunecările în pseudoterase sînt din categoria celor care se deplasează în pachet pe un pat umectat pînă la plasticitate, fără a deranja structura internă. Aşa se explică de ce aceste alunecări pot antrena în mişcarea lor porţiuni cu strate lipsite cu totul de impermeabilitate, numai stratul de bază pe care patinează întreg pachetul fiind totdeauna alcătuit din roci impermeabile (argile, marne etc.).

Astfel, deşi alunecările acestea cuprind mase enorme de pămînt, ele nu pricinuiesc pagube decît la locurile de desprindere, în rest livezile de pomi fructiferi, ogoarele sau casele putînd rămîne intacte, dată fiind adîncimea mare care nu influenţează rădăcinile sau terenul de fundaţie.

Aceste alunecări sînt în majoritate vechi şi par a se fi produs în perioade de excepţională umezeală ce influenţează puternic nivelul apei freatice. Structural

ele nu se pot dezvolta decît ca alunecări consecvente, adică în terenuri cu strate slab înclinate sau orizontale.

Aceeaşi origine are alunecarea de la punctul pescăresc Slom, lîngă balta Greaca, petrecută în noaptea de 29-30 ianuarie 1948 (142). Terenul a înaintat cu aproximativ 15 m pe un front de circa 850 m, deplasîndu-se fără a se zdruncina structura lui, astfel că la punctul pescăresc amintit clădirile n-au înregistrat decît crăpături neînsemnate, iar locuitorii din casele rămase în afara alunecării nici n-au ştiut că s-a produs alunecarea, trezindu-se a doua zi cu casele punctului pescăresc ieşite înainte cu 15 m. Întreaga stivă de strate groase de 50 m s-a păstrat astfel intactă, patinînd la vale pe argilele bazale levantive, pe care se află o pînză de apă subterană. Din cauza tracţiunii, s-a produs la partea superioară o cornişă verticală, iar la baza ei o depresiune superioară formată prin prăbuşire ; în partea inferioară, dimpotrivă, s-a format un val de pămînt înalt de circa 3 m, reprezentînd zona de proptire a alunecării.

Tipice alunecări în pseudoterase se întîlnesc în Depresiunea Jijiei. Pe Sitna, afluent al Jijiei, în apropiere de Botoşani se pot urmări trei şi chiar patru trepte de alunecare (fig. 118), care se menţin pe mai mulţi kilometri aproximativ la aceeaşi înălţime. Ca lărgime au uneori mai multe sute de metri, podul lor fiind de-o netezime ideală, doar cu uşoară aplecare spre versant (la terasele fluviale aplecarea obişnuită este inversă către vale). Cornişa superioară are între 5 şi 10 m înălţime şi este aproape peste tot rectilinie. Pseudoterasele mai vechi au cuvertură de loess pe ele, ca şi terasele de rîu, dar le lipseşte depozitul de aluviuni (pietrişuri sau materialul mai fin depus de rîu).

Alunecările curgătoare fac trecerea spre curgerile noroioase. Ele rezultă din înmuierea unei mari părţi a corpului alunecător, ceea ce se întîmplă în formaţiuni argiloase ori marnoase moi. Ele se întîlnesc adesea spre obîrşiile văilor secundare,

Fig. 118. — Alunecări în pseudoterase lîngă Botoşani.

cărora le imprimă un aspect haotic plin de hîrtoape şi crăpături ; de asemenea caracterizează şi unele povîrnişuri, cum este în regiunea dintre Vulcana şi Pucioasa pe Ialomiţa, unde sînt cunoscute sub denumirea populară de *iuzi*. Aceste alunecări au forma alungită şi cuprind două părţi distincte (fig. 119) : *oglinda alunecării*, înclinată, nu verticală ca la alte categorii de alunecări şi de obicei de o netezime perfectă cînd e proaspătă, şi, *corpul alunecării*, de cîteva ori mai lung

decît lăţimea lui, avînd partea axială uşor bombată. Întreg corpul alunecării este intersectat de numeroase crăpături ca nişte *şanţuri transversale* care dau acestuia aspectul în trepte cu denivelări variabile (în mijlocie 1—1,5 m). Pe de lături sînt mici *abrupturi marginale* dincolo de care terenul rămîne nezdruncinat. Între

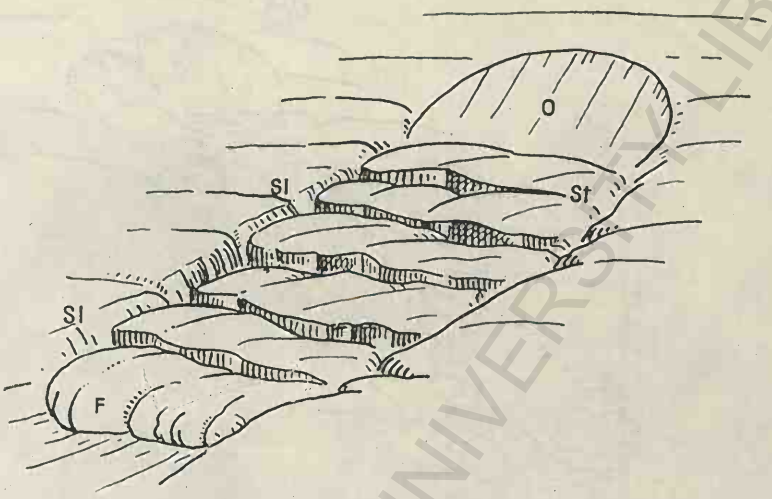


Fig. 119. — Alunecări curgătoare (iuzi). *O*, Oglinda alunecării; *St*, şanţ transversal; *Sl*, şanţ longitudinal; *F*, fruntea alunecării.

corpul alunecării şi abrupturile marginale sînt *şanţuri longitudinale* care scad în adîncime spre partea de jos a alunecării. În ele pifteşte apa care se drenează de sub corpul alunecării şi care a pricinuit deplasarea. Capătul inferior al alunecării se termină printr-o denivelare de cîţiva metri, datorită încălecării masei alunecate peste planul povîrnişului rămas intact.

Cînd panta pe care se produc alunecările curgătoare este mai accentuată, rupturile de pe şanţurile transversale sînt mai adînci, iar corpul alunecării este sfîrtecat datorită vitezei mai mari de curgere (fig. 120). Pe alocuri alunecările curgătoare se îmbină într-un sistem de „confluenţe", dînd complexe de alunecări ramificate asupra cărora vom reveni.

Alunecările-surpări se dezvoltă în terenuri cu succesiuni de roci plastice (argile sau marne) şi roci de oarecare tărie (gresii) sau chiar cu roci necimentate (nisipuri, pietrişuri). Alunecarea celor dintîi poate produce plesnirea şi năruirea celorlalte. De altfel surpările însoţesc mai totdeauna în proporţii restrînse şi alunecările propriu-zise. Formarea depresiunii superioare de la baza cornişei sau căderile în trepte dintre crăpăturile transversale din corpul alunecărilor se datoresc micilor surpări locale. Alunecările-surpări sînt mai totdeauna rezultatul eroziunii de la baza povîrnişului (fie că aceasta se datoreşte apelor curgătoare, lacustre sau marine); spre deosebire de surpări, nu se produc doar ruperea şi

căderea pe verticală a maselor de teren rămase fără suport, ci şi o împingere laterală pe un plan de alunecare puternic umectat. Un exemplu tipic de alunecări-surpări este cel de la Odesa, unde peste argilele vinete de la nivelul mării stau calcarele ponţiene, peste care urmează alte argile şi loessul.

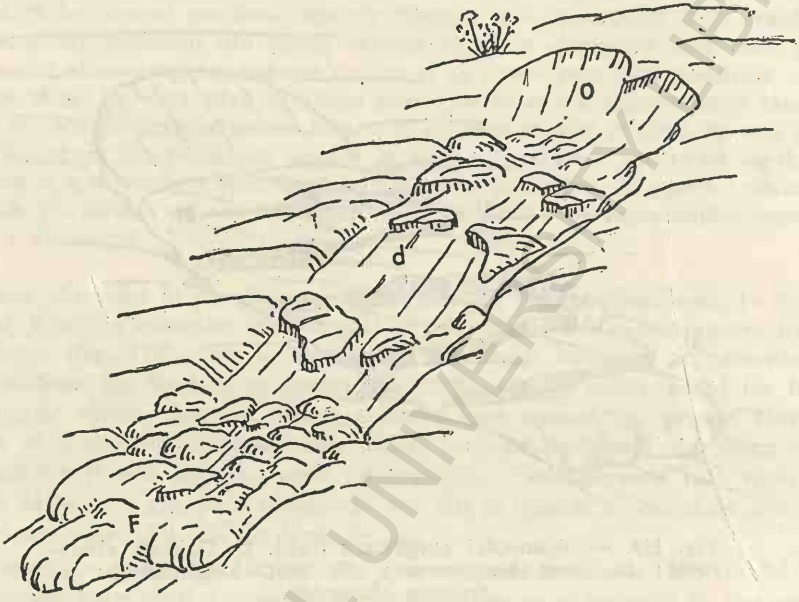


Fig. 120. — Alunecare curgătoare pe pantă accentuat înclinată. *O*, Oglinda alunecării ; *d*, porţiune denudată ; *F*, fruntea alunecării.

Acţiunea mării e dublă acolo : eroziunea în firide la baza falezei şi înmuierea argilelor prin infiltrări laterale. Lipsa de suport provoacă în calcare crăpături specifice surpărilor, iar cele două pînze acvifere (una la baza loessului, alta la baza calcarelor) provoacă deplasarea laterală prin înmuierea produsă. Exemple similare se pot cita şi la noi pe valea superioară a Bicazului, unde o asemenea alunecare-surpare a dat naştere Lacului Roşu (fig. 121).

De obicei alunecările-surpări au formă de pană (127), iar la suprafaţă se caracterizează printr-un microrelief cu numeroase trepte şi crăpături transversale. Asemenea alunecări se extind treptat în susul povîrnişului, creînd într-o fază mai înaintată un fel de prispă a acumulărilor de alunecare şi surpare la baza acestuia. Alunecările-surpări pot fi uneori provocate şi prin tăieri artificiale (deblee, taluzări), de aceea la lucrări de acest fel trebuie să se ţină seamă de raportul dintre pantă şi roca alcătuitoare (valoarea limită a taluzelor în raport cu roca). În categoria alunecări-surpări intră şi *alunecările sufozionale*, cu exemple descrise în sud-vestul Transilvaniei sub vîrful Fînaţelor de la obîrşia Secaşului Mic (153).

Complexe de alunecare. Formele de alunecare arătate mai sus sînt tipuri elementare, care numai rareori apar izolate. În majoritatea cazurilor, pe acelaşi povîrniş, se îmbină alunecări de tipuri diferite, ba încă şi cu alte categorii de pornituri sau procese de eroziune. Îmbinarea aceasta nu reprezintă o simplă ală-

Fig. 121. — Alunecarea—surpare care a dat naştere Lacului Roşu.

turare a unor procese atît de diferite, ci o strînsă conlucrare între ele, care pe alocuri agravează (amplificînd sau grăbind) modelarea povîrnişurilor, pe alocuri o frînează sau o mai întîrzie.

Nu analizăm aici interacţiunea tuturor proceselor de modelare, ci numai a complexelor în care predomină alunecările. Între acestea, două categorii de complexe apar mai frecvent fiind mai caracteristice: *versanţii de alunecare* şi *alunecările de vale.* Primele afectează cea mai mare parte sau chiar întregul versant, cele de-al doilea, mai ample, cuprind nu numai versanţii, ci se împreună în vale, creînd un adevărat complex în mişcare de-a lungul văii.

Versanţii de alunecare se pot caracteriza uneori prin repetarea aceleiaşi forme de alunecare pe arii întinse. De exemplu, învălurarea haotică de tipul lenticular, formînd mari *circuri de alunecare,* care au la partea superioară abruptul cornişei, iar în părţi abrupturile marginale (caz întîlnit în multe locuri prin Podişul Moldovei). La fel pot apărea versanţi de alunecare numai cu grueţi

(cum se poate vedea pe alocuri în Podişul Tîrnavelor), sau pe alocuri numai cu pseudoterase de alunecare.

Dar asemenea situaţii, de răspîndire pe povîrniş a aceloraşi forme elementare de alunecare, nu se întîlnesc prea des ; mai frecventă este îmbinarea tipurilor de alunecări elementare diferite (fig. 122). Această situaţie se poate dezvolta

Fig. 122. — Versant de alunecare la Leorda (raionul Botoşani) : alunecări lenticulare şi alunecări în movile.

nu numai în condiţii de rocă diferită, ci chiar în condiţiile aceleiaşi roci pe întreg povîrnişul.

În condiţiile unei succesiuni de roci diferite care alcătuiesc povîrnişul, îmbinarea mai multor forme de alunecare se explică în primul rînd prin raportul cu roca. Astfel stratele alcătuite din roci mai plastice dau anumite tipuri de alunecare, pe cînd cele alcătuite din roci mai vîscoase dau alte tipuri. Sus în cuvertura de loess se pot dezvolta alunecări-surpări, mai jos în argile alunecări propriu-zise, iar unde apar roci tari procesul este întîrziat, orizontul de roci dure rămînînd în permanenţă sub forma unei brîne sau chiar a unor trepte structurale pe care se opresc alunecările, creînd astfel *etaje de alunecări.* Dar chiar aceste orizonturi tari pot fi distruse cu timpul prin subminare şi prăbuşire, ceea ce duce la apariţia unor limbi care leagă între ele etajele de alunecare şi care cu timpul se înmulţesc, se lărgesc, împingînd tot povîrnişul cu alunecări şi năruiri rezultate din alunecare. Se înţelege că în evoluţia aceasta intervine şi eroziunea diferenţială, care mai poate reda pentru un timp plăcii dure proeminenţa sa, refăcînd prin aceasta parţial şi etajele de alunecare, dar pînă la urmă, protejat de învelişul tot mai amplu de alunecare, povîrnişul nu mai este expus direct proceselor de eroziune.

Etaje de alunecare se pot individualiza, însă nu numai datorită unor orizonturi de roci mai dure care dau planuri structurale, ci şi datorită teraselor văii. Un astfel de exemplu a fost descris sub culmea Spătărelu la vest de Pucioasa (137). Etajele de alunecări corespund unor terase ale Ialomiţei şi au

fost considerate ca *generaţii de pornituri*, care ar putea fi conexate vîrstei teraselor respective, deşi ele se pot dezvolta şi simultan pe două sau mai multe etaje.

Complexe de alunecare, cu îmbinare de forme elementare deosebite, pot apărea şi în cazul *versanţilor omogeni ca rocă* (formaţi de exemplu în întregime din argile, ori din argile nisipoase), cu deosebirea că pe un versant puţin înalt se pot dezvolta acelaşi tip de alunecări, pe cînd pe unul înalt (chiar la acelaşi

Fig. 123. — Pinteni de interalunecare (*P*) în şaua dintre Vulcana şi Pucioasa încadraţi în alunecări curgătoare (*A*).

indice de înclinare pe întreg versantul) pot apărea tipuri diferite de alunecări, survenind încălecarea unor forme de alunecare peste altele în etape de alunecare succesive[1]. Chiar în cazul desfăşurării simultane, datorită vitezelor diferite cu care se efectuează alunecările pe versant, apar cavităţi *(hîrtoape)* şi circuri de alunecare, precum şi *pinteni de interalunecare*. Aceştia din urmă sînt fîşii prelungi şi înguste de teren rămas nemişcat ce despart alunecări curgătoare, ca adevăraţi martori de alunecare (fig. 123). În sfîrşit, la baza versantului, datorită eroziunii laterale se pot dezvolta alunecările-surpări, diferenţiind deci mai multe tipuri de alunecări. Dacă la acestea se mai adaugă şi diferenţele de pantă morfologică ale versantului, cele de înveliş vegetal, ori de mod de folosinţă a terenului, de adîncime a apei freatice, ori de proporţie diferită în care intervin în partea de sus, ori de jos a povîrnişului procesele de dezagregare, de eroziune, de umezire a rocilor etc., se explică apariţia complexului de alunecare alcătuit din tipuri elementare diferite la mici distanţe unele de altele, pe acelaşi versant de alunecare.

Exemple de complexe de alunecare cu tipuri foarte diferite de alunecări pe acelaşi versant se observă în Depresiunea Jijiei, unde argilele sarmatice se întîlnesc aproape exclusiv. Astfel pe valea Sitnei, începînd de la nord de oraşul Botoşani se dezvoltă mari *circuri de alunecare* avînd la partea superioară la baza cornişei alunecări în *ţiglăi*, mai jos *pseudoterase de alunecare* sau *alunecări lenticulare*. Ţiglăii se opresc în viteza lor mai mare pe planul pseudoteraselor, ceea ce pricinuieşte înclinarea inversă uneori accentuată a stratelor, şi dau naştere la contrapante cu ape stagnante. Pe alocuri — cu deosebire unde înclinarea povîrnişului e mai mare

[1] Alunecările acestea sînt mai frecvente în partea mijlocie şi inferioară a povîrnişului.

— se adaugă diferite forme de tasare (mai frecvente *cărările de oi*), de eroziune (sub formă de spălare, de ogaşe şi ravene), ba încă şi pîlnii de sufoziune (155), ceea ce dă complexelor de alunecare un microrelief extrem de variat, deşi terenul prezintă o mare monotonie de substrat litologic.

O mare varietate de forme de alunecare se dezvoltă în regiunile cu strate înclinate sau în cele cu structură cutată. În primul caz apar contraste izbitoare, cu deosebire între versanţii văilor subsecvente (adică orientate transversal direcţiei de înclinare a stratelor) : versantul povîrnit sau *cuesta* cuprinde o amplă desfăşurare de alunecări, în vreme ce versantul lin din faţă este lipsit de alunecări. În terenurile cu structură cutată diferenţierile sînt şi mai accentuate, intervenind nu numai deosebirea de înclinare a stratelor, ci şi schimbarea de rocă la mici distanţe, în afara celorlalte condiţii care duc la diferenţieri.

La versanţii de alunecare se remarcă o etajare a formelor elementare care, deşi nu are valabilitatea generală, se repetă frecvent, dar cu variante introduse în special de structură. Această etajare urmăreşte de cele mai multe ori schema următoare : la partea superioară alunecările-surpări dau naştere *depresiunii superioare* şi individualizează abruptul *cornişei ;* ceva mai jos urmează alunecările în puternice contrapante *(grueţi* şi *alunecări lenticulare* cu *hîrtoape* accentuate) ; la partea mijlocie a povîrnişului alunecările capătă cea mai amplă dezvoltare, îmbinîndu-se cu forme de eroziune torenţială, cu procese accentuate de dezagregare şi cu umezirea maximă a terenului prin apele atmosferice şi subterane (procese care se intensifică după dezlănţuirea alunecărilor) ; la partea inferioară se întîlnesc frecvent alunecările-surpări (distrugerea suportului datorîndu-se eroziunii laterale de la baza versantului), întovărăşite de năruituri, de alunecări curgătoare şi de ravene sau ogaşe de eroziune. În această parte se formează cu timpul, prin acumularea produselor rezultate din distrugerea povîrnişului, un fel de prispă denumită *terasă de alunecare.*

Spre deosebire de terasa fluvială şi chiar de pseudoterasa de alunecare rezultată prin alunecarea în bloc a pachetului de strate, fără zdruncinarea esenţială a structurii acestora, această „terasă" de la baza versantului de alunecare este mai puţin netedă, prezentînd un microrelief haotic, cu forme negative în care se reţin apele de ploaie sau provenite din topirea zăpezilor şi care, prin infiltrare, contribuie la reactivarea alunecărilor, deci la însăşi schimbarea formei sale.

Cu tot aspectul lor, care reprezintă o potolire a pantei, „terasele" de la baza versanţilor de alunecare reprezintă pentru construcţii grele, căi ferate şi chiar şosele moderne un teren lipsit de stabilitate, care trebuie evitat.

Datorită desfăşurării proceselor complexe, versanţii de alunecare ajung la un profil la care se deosebesc trei părţi caracteristice (fig. 124) : 1) sus un abrupt scos puternic în evidenţă prin mica depresiune de la baza lui ; 2) cea mai mare parte a povîrnişului cu microrelief haotic, întreg complexul fiind uşor bombat la partea mijlocie a povîrnişului (de unde accentuarea dezagregării şi a eroziunii) ; 3) terasa de alunecare, la partea inferioară cu panta redusă, dar, pentru un timp îndelungat de la încetarea alunecărilor, încă instabilă.

Alunecările de vale[1] alcătuiesc complexe care nu acoperă doar versanţii sau obîrşia văii, ci prin amploarea lor îneacă întreaga vale, se contopesc într-un tot care se deplasează în lungul văii şi capătă unitatea unui „organism"[2]. Dacă ansamblul acumulat în vale se deplasează în perioada de activare a complexului şi capătă în întregul său cele trei părţi comune şi la curgerile de noroi (obîrşia, corpul şi conul alunecării), există totuşi deosebiri fundamentale între unele şi altele. În vreme ce la curgerile de noroi întreg materialul este îndrumat

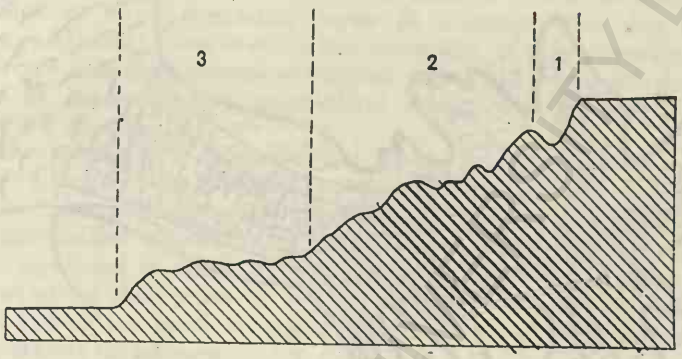


Fig. 124. — Schema generalizată a unui versant de alunecare. *1*, Abruptul cornişei şi depresiunea superioară ; *2*, partea convexă a versantului cu diferite tipuri de alunecări ; *3*, partea inferioară cu prispa sau terasa de alunecare.

pe o singură arteră de scurgere pe planul unui povîrniş, la alunecările de vale acestea năpădesc o întreagă vale cu ramificaţiile ei. Spre deosebire de curgerile noroioase, nu există o singură obîrşie, ci un întreg ansamblu de obîrşii laterale, care alimentează corpul alunecării. Curgerea nu este fluidă ca o lavă asemănătoare cu cea de la curgerile de noroi, ci este o înaintare inegală şi în etape pe porţiuni, la care contribuie în mare măsură şi apele torenţiale. Datorită acestora apar *şanţurile longitudinale* şi organizarea conului alunecării în multe privinţe asemănătoare conului de dejecţie.

La formarea *alunecărilor de vale* nu participă exclusiv alunecările sub diferite forme, ci acestea se îmbină în mare măsură cu năruiturile şi *surpările*, precum şi cu eroziunea torenţială. Ca urmare a conlucrării unor factori atît de diferiţi, se dezvoltă marea complexitate a formelor acestei alunecări. Menţionăm că alunecările de vale cuprind doar văile mici torenţiale, nu şi cele cu cursuri permanente, care pot transporta materialele adunate pe fundul văii.

În bibliografia noastră de specialitate, sînt cunoscute din categoria alunecărilor complexe de vale cele de la: Strîmbu pe Cricovul superior, de la Bezdidel lîngă satul Diaconeşti, de pe Valea Izvoarelor la vest de Pucioasa pe Ialomiţa superioară (137), cel de la Bădila pe valea Buzăului (112) ş.a.

---

[1] Denumirea a fost folosită pentru prima dată la noi în 1942 de V. Mihăilescu, apoi generalizată şi la alte cazuri.

[2] *Organism* în sensul în care se foloseşte acest termen şi la organismul torenţial (29).

După V. Mihăilescu, care a studiat mai multe dintre aceste pornituri complexe, o alunecare de vale prezintă trei părţi principale: zona de alimentare, limba principală de alunecare şi conul frontal de revărsare. Tipică sub acest raport este alunecarea din Valea Izvoarelor cu pucioasă de la vest de staţiunea balneară Pucioasa (fig. 125).

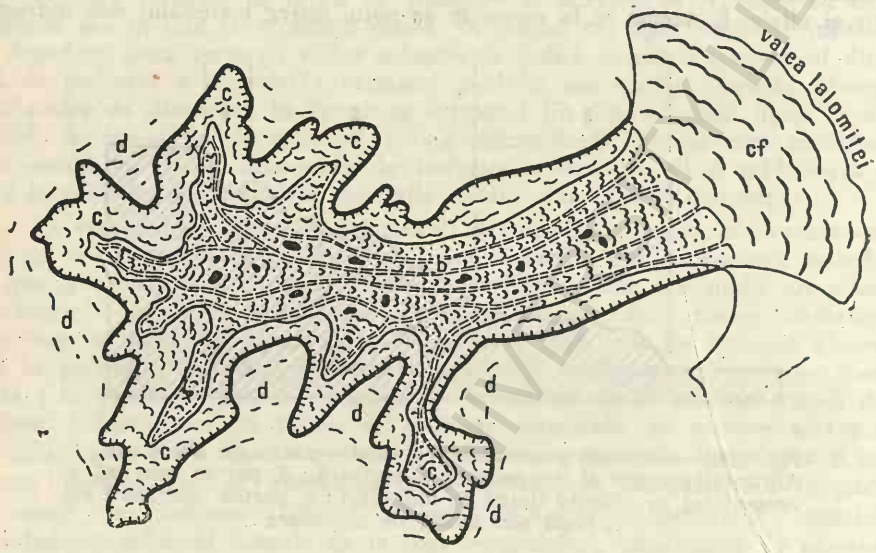


Fig. 125. — Alunecare de vale (valea Pucioasei) (după V. Mihăilescu). *c*, Obîrşii de alunecare; *b*, limba principală a alunecării; *cf*, conul frontal; *d*, porţiuni pregătitoare de alunecări; linii întrerupte, crăpături longitudinale.

1. *Zona de alimentare* nu se întinde numai la obîrşia văii, ci şi pe de margine sub forma unor *cuiburi de alunecare* afluente, care ramifică şi alimentează din abundenţă valea de alunecare. Fiecare dintre aceste cuiburi de alunecare cuprinde în interiorul lor pornituri tipice, iar pe margine legătura cu terenurile rămase intacte se face prin *rîpe de obîrşie*. Aceste rîpi, care pot avea mai mulţi metri denivelare (pînă la 10 m) şi contururi semicirculare sau în ghirlande, pot fi şi de mai multe feluri după modul în care au luat naştere. Mai frecvent se individualizează: *rîpe de prăbuşire* formate fie prin procese sufozionale datorită gipsurilor sau unor roci mai uşor solubile de la bază, fie prin procesele de prăbuşire, datorită înlăturării suportului de nisipuri sau altor roci necoerente, *rîpe de desprindere* individualizate exclusiv prin procese de alunecare şi *rîpe de obîrşii torenţiale* care se dezvoltă în corelaţie cu eroziunea. În fiecare primăvară contururile acestor rîpe se modifică prin ape de şiroire, prin eroziune torenţială sau prin ape de infiltrare.

Trebuie să menţionăm că rareori se formează o singură rîpă sau rîpele se înscriu pe un singur aliniament, cum este cornişa la versanţii de alunecare. Obişnuit se dezvoltă o succesiune de rîpe, o adevărată zonă în trepte dispuse haotic,

alcătuind ceea ce s-a numit *un front de rupturi* (137). Pe alocuri, pe povîrnişuri mai puternic înclinate, rîpele se amestecă cu grămezi de năruituri, dînd un aspect încîlcit caracteristic, denumit printr-un termen popular mai scurt *rupturi*.

Mai sus de aceste rîpe sau de frontul de rupturi, terenul nu este intact, ci se întîlneşte de cele mai multe ori o zonă superioară pregătitoare a porniturii, cu crăpături în sol, cu mici denivelări şi crăpături care pregătesc noi desprinderi de teren, cu propagarea mai departe a alunecărilor.

La poalele rîpei (sau rîpelor) de obîrşie, urmează o zonă de alunecări între care predomină ca forme elementare lupele de alunecare, care dau ansambluri semicirculare, alcătuind *valuri transversale* neregulate şi mici depresiuni în *contrapante*. Fiecare cuib de alunecare se termină spre limba principală de alunecare prin conuri de îngrămădire a materialului lunecat, din care se alimentează corpul alunecării de vale.

2. *Limba principală a alunecării* are forma alungită şi poate atinge mai mulţi kilometri lungime. Ea cuprinde întreaga lăţime a văii din mal în mal. Pe de margini se formează *rîpele laterale* săpate în terenuri stabile, erodate prin deplasarea materialului alunecat, care de multe ori dă la iveală părţi lustruite. Spre partea superioară à limbii de alunecare, legătura dintre aceasta şi cuiburile de alunecare se face printr-un *val de alunecare* care nu este decît fruntea porniturii secundare sau conul ei de îngrămădire, din care se alimentează limba alunecării la etapele de activare.

Limba principală sau corpul alunecării de vale este format dintr-o succesiune de *depresiuni de alunecare* şi *valuri transversale*. Depresiunile au fundul plat şi acoperit cu material fin sau mîluri cu vegetaţie hidrofilă, deoarece în perioadele ploioase se adună apele, formînd mici lacuri efemere. Valurile transversale mai înalte uneori cu cîţiva metri reprezintă porţiunile de zăbovire a alunecării, luînd pe alocuri (mai ales la „confluenţe") forma unor adevărate *baraje*, cum se observă la marea alunecare de vale de la Bădila în bazinul Buzăului (112). Întreagă această succesiune de depresiuni şi valuri transversale capătă aspectul de trepte neregulate datorită planului puternic înclinat pe care-l prezintă limba alunecării spre aval. Grosimea materialului limbii de alunecare, care la Pucioasa are circa 3 m, poate ajunge sau chiar depăşi 10 m la organismele mai mari de acest fel.

În lungul limbii de alunecare se observă *o fîşie mediană* sau axială cu materialul mai puţin frămîntat, despărţită de rest prin *şanţuri longitudinale* pe care se drenează scurgerea apelor torenţiale la ploi mari. Părţile dintre şanţurile acestea şi rîpele laterale sînt puternic frămîntate, cu multe neregularităţi şi rupturi.

De multe ori limba alunecării este formată din suprapuneri de alunecări provenite din faze diferite de alunecare, iar în porţiuni de strangulare a văii întreg materialul alunecat poate prezenta o uşoară încreţire, datorită strîngerii la care este expus corpul alunecării.

O asemenea suprapunere de materiale provenite din faze diferite de alunecare a fost identificată la Pucioasa (fig. 126), unde s-a adăugat materialul alunecat în 1944 peste cel alunecat în 1940. Tot în acelaşi sector se observă în deschiderea unor rupturi şi corpul încreţit al alunecării (137).

La capătul dinspre aval, unde se face trecerea spre conul frontal al alunecării, se formează de obicei un val transversal mai înalt decît toate cele

de mai sus, acesta fiind *valul transversal principal* (fig. 126), în dosul căruia se formează şi depresiunea cea mai mare a corpului alunecării, cu un lac mai de durată decît cele etajate în micile depresiuni din amonte. În profil transversal se observă afară de şanţurile longitudinale de drenare a apelor torenţiale şi unele văiugi secundare, care nu sînt la origine de multe ori decît rezultatul alăturării maselor de alunecare provenite din cuiburi de obîrşie deosebite, accentuate prin scurgerea superficială a apelor de pe masa alunecată.

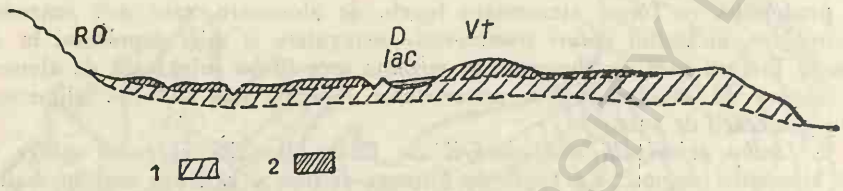


Fig. 126. — Suprapunere de alunecări la Pucioasa, după V. Mihăilescu. *1*, Alunecarea din 1940 ; *2*, alunecări ulterioare ; *Ro*, rîpa de obîrşie ; *D*, depresiune transversală ; *Vt*, val transversal.

3. *Conul alunecării* sau *conul frontal de revărsare* se formează la deschiderea văii secundare invadate de alunecare în valea principală. Aceasta alcătuieşte o suprafaţă boltită, avînd contururile unei jumătăţi de cerc sau ale unei pîlnii, asemănător astfel conului de dejecţie. La suprafaţă el este alcătuit din mici trepte, care în ansamblu formează un plan mai lin, mai puţin înclinat decît al corpului alunecării. Masa conului frontal este însă puternic frămîntată şi cuprinde în afara rocii plastice care dă naştere alunecării (argile, marne) multe fragmente colţurate din rocă tare provenite din stratele rupte prin surpări şi antrenate în alunecare.

Prin înaintarea lui, conul frontal de revărsare îngustează de obicei valea principală, unde se termină în sector de cerc. La Pucioasa valea Ialomiţei a fost îngustată astfel de la 240 m la 10—15 m, creînd *un defileu de alunecare* (137). În unele cazuri, conul de alunecare poate obtura pentru un timp oarecare valea principală (aşa cum se întîmplă cu curgerile de noroi la văile mai mici), provocînd creşterea apelor în amonte şi pagube pricinuite de revărsări.

Alunecarea de vale este supusă eroziunii apelor de şiroire, cu deosebire pe amfiteatrul conului frontal, unde se formează ogaşe pe care apele se scurg spre rîul colector. De asemenea materialul din conul frontal este supus tasării prin apele de infiltrare, nivelîndu-se cu timpul şi prinzînd vegetaţie.

Asemenea complexe de alunecare pot căpăta o amploare şi mai mare în regiunile cu condiţii propice dezvoltării pe scară largă a alunecărilor şi porniturilor de alte feluri. Mai multe asemenea organisme se pot contopi între ele, înecînd relieful în mantia mişcătoare a alunecărilor. Unele înălţimi pot rămîne izolate ca nişte insule în masa alunecătoare.

Contopirea dintre mai multe alunecări de vale se face cel mai frecvent prin conurile frontale la ieşirea lor în valea principală. Acestea se unesc lateral, creînd un *tăpşan al conurilor de alunecare* cu aspect de prispă mototolită la

suprafață, înclinată spre firul văii, cum se observă sub versantul apusean al văii Ialomița la sud de Moțăeni (fig. 127).

Uneori contopirea se face chiar și prin obîrșiile alunecărilor, prin șeile mai joase din culmile sau pintenii despărțitori ai văilor cu alunecări, procesele de alunecare și năruire înaintînd regresiv spre obîrșii, ca și eroziunea torențială, ajungînd să cuprindă în întregime acele curmături (în exemplul pe care l-am urmărit, Curmătura la Cruce din culmea despărțitoare dintre Pucioasa și Vul-

Fig. 127. — Tăpșan al conurilor de alunecare la Moțăeni (valea Ialomiței).

cana). Cu timpul pintenii despărțitori se tot îngustează, fiind invadați de alunecări pe creste, putînd fi ei înșiși transformați în „insule" izolate în „marea" de alunecări.

Tendința generală a evoluției complexelor de alunecare este astfel aplatizarea reliefului și crearea unor condiții care înlesnesc calea eroziunii, datorită afînării și răscolirii materialului prin alunecare. Rezultă un relief specific cu forme haotice, cu ridicături neregulate și hîrtoape de adîncimi diferite, cu creste izolate, insulare de teren stabil, în această pînză mototolită prin deplasări și revărsată în amfiteatre spre văile principale.

Răspîndirea porniturilor în România și stadiul cercetării acestora. După cum s-a putut observa din cele relatate pînă aici, în țara noastră s-au întreprins un număr relativ mare de cercetări în legătură cu porniturile de teren. Cele mai multe se referă însă la *alunecări,* grupă care are o mai largă răspîndire în condițiile climatice și de rocă ale țării noastre. Ele au fost studiate în Subcarpații de la curbură (112), (129) și în Subcarpații Munteniei la Strîmbu și pe valea Ialomiței (137) ; de asemenea cele din Cîmpia Transilvaniei au devenit atît de cunoscute încît sînt citate și în tratatele clasice de geomorfologie (48), noile cercetări de detaliu întreprinse asupra lor (115) aducînd contribuții la tipologia acestora sau la vîrsta lor (139). Un tot atît de important domeniu de studiu al alunecărilor este Podișul Tîrnavelor (125) și Podișul Moldovei. În legătură cu acesta din urmă și îndeosebi cu Cîmpia Jijiei există cîteva studii de detaliu (141), (157) și un număr însemnat de semnalări pentru Iași și împrejurimi (130), pentru valea Bîrladului și a Crasnei etc. Mai puțin cercetate sînt alunecările din Podișul Getic sau din dealurile vestice ale țării. S-au semnalat și cercetat

alunecări de teren chiar pe povîrnişul Cîmpiei Române dinspre lunca Dunării în sectorul Greaca (142).

Pe baza acestor cercetări disparate s-a încercat şi o primă reprezentare cartografică a răspîndirii alunecărilor de teren din România (147), cu unele caracterizări şi explicaţii genetice pe regiuni, din care se desprind ariile de mai mare sau mai mică frecvenţă a alunecărilor sau cele lipsite de alunecări, se înţelege încă în forma unor largi aproximaţii.

Între procesele de pantă mai apropiate de alunecări, *curgerile noroioase* sau *torenţii de noroi* abia de puţin timp au început să fie studiate în caracteristicile lor care le diferenţiază de celelalte categorii de pornituri. Foarte frecvent se întîlnesc în Vrancea (156), dar de asemenea şi în Subcarpaţii din bazinul Buzăului (121). Ei au însă o mult mai largă răspîndire în ţara noastră în Subcarpaţii Argeşului, în unele părţi ale Podişului Tîrnavelor, precum şi în Podişul Moldovei, unde — sub numele de *scurgeri de gloduri* — au fost semnalaţi încă din 1903 de Ion Simionescu (27).

De asemenea în faza incipientă se află la noi şi cercetările legate de procesele de *solifluxiune* întîlnite atît de frecvent în zonele mai înalte ale munţilor, încît creează un aspect cu totul caracteristic povîrnişurilor. Relatări sumare despre acest fel de pornituri s-au dat mai mult în legătură cu muntele Lapoş din sudul Vrancei, mai recent în legătură cu masivele Retezat şi Făgăraş (53).

Una dintre formele cele mai obişnuite de *tasare* întîlnite în ţara noastră, produse cu deosebire în depozitele loessoide, este aceea de pe urma cărora rezultă *crovurile*. Acestea au fost încă de multă vreme studiate de către G. Vâlsan, care a dat şi prima hartă a răspîndirii lor în Cîmpia Română (107). Au urmat apoi şi alte cercetări legate de aceste procese în Cîmpia Banatului (138).

Abia de cîţiva ani au fost luate în studiu procesele de *sufoziune*, ce se produc cu deosebire în terenurile loessoide sau de formaţii înrudite. Primele cercetări despre aceste procese — noi chiar pentru literatura geografică a altor ţări — au fost cele din nordul Moldovei (155), după care au fost semnalate forme de şi mai mare amploare în povîrnişul Dunării de la nord de Feteşti (159) şi chiar pe distanţe mai mari în lungul Dunării (140). Sufoziunea se întîlneşte însă şi în multe alte locuri (pe valea Carasu la est de Saligny, în nordul Galaţilor la Tuluceşti şi împrejurimi, pe unele povîrnişuri din Cîmpia Română etc.).

Nu au fost încă cercetate surpările, nisipurile curgătoare, încovoierea capetelor de strate etc. O vedere de întreg privind repartiţia teritorială în ţara noastră a porniturilor de teren nu s-a făcut încă, deşi ea ar fi tot atît de instructivă sub raport teoretic şi folositoare sub raport practic ca şi o hartă a eroziunii prin apele curgătoare.

Date fiind însă condiţiile foarte variate, uneori chiar contradictorii, pe care le cere dezvoltarea diferitelor categorii de pornituri (de exemplu în ce priveşte substratul litologic : între rocile tari stîncoase care generează grohotişurile, cele moi şi impermeabile care generează alunecările şi cele poroase şi permeabile pe care se localizează tasările şi sufoziunea), nu este posibil să se stabilească criterii unanim valabile pentru toate categoriile de pornituri, cu ajutorul cărora să se poată urmări teritorial răspîndirea potenţială a acestor procese. O analiză cu totul schematică de felul acesta s-a încercat pentru ţara noastră (23) luîndu-se ca bază criteriile pentru determinarea celor mai răspîndite pornituri — alunecările — asemănătoare în oarecare măsură şi cu cele ce condiţionează

dezvoltarea curgerilor de noroi, solifluxiunii şi în genere a marii categorii a porniturilor umede, la care am adăugat local, dintre condiţiile specifice pentru generarea celorlalte categorii de pornituri, numai pe cele mai caracteristice.

Harta alăturată (fig. 128) dă astfel doar indicaţii generale privind repartiţia teritorială potenţială a porniturilor de teren din România.

Pentru a determina ariile cu potenţialul mai mare sau mai redus de dezvoltare a porniturilor umede, am folosit trei criterii principale, acordîndu-se fiecăruia coeficienţi diferiţi după rolul agravant sau moderator pe care-l exercită. Astfel la criteriul *litologic* s-a acordat coeficientul cel mai mic rocilor dure (de felul celor eruptive sau cristalin-mezozoice tari), care numai extrem de rar pot da naştere la alunecări de teren şi coeficientul cel mai mare rocilor impermeabile — plastice (de felul argilelor şi marnelor, cu sau fără intercalaţii nisipo-grezoase, precum şi şisturile menilitice şi disodilice) care favorizează în cea mai mare măsură dezvoltarea majorităţii porniturilor umede. Am dat coeficient mediu rocilor care fac tranziţia între cele două extreme sub raportul dezvoltării acestor procese.

Condiţiile de *pantă* îmbinate cu *energia de relief* prezintă de asemenea o însemnătate deosebită, întrucît porniturile de teren sînt în genere procese gravitaţionale. Dînd coeficientul cel mai mic teritoriilor cu pante medii sub 10° şi energie de relief sub 100 m — ceea ce corespunde în linii mari ţinuturilor de cîmpie şi dealuri domoale, lipsite în genere de pornituri umede — şi coeficienţi mai mari teritoriilor cu pante şi energie de relief mai accentuate, corespunzînd zonelor deluroase înalte şi celor muntoase, în genere cu posibilităţi mult mai mari de dinamizare a porniturilor, s-au putut identifica zonele propice şi cele improprii pentru dezvoltarea proceselor de pantă urmărite.

Întrucît *pădurea,* prin armătura sistemului radicular al arborilor, cît şi prin crearea unui anumit echilibru între infiltrarea apelor meteorice şi cantitatea mare absorbită de rădăcini, constituie o frînă apreciabilă în calea dezvoltării alunecărilor, curgerilor de noroi şi altor pornituri umede, s-au dat coeficienţi diferiţi teritoriilor după gradul de acoperire a lor cu pădure, şi anume cel mai mic corespunzînd locurilor bine împădurite (peste 40% păduri) şi cel mai mare locurilor lipsite de păduri sau cu păduri puţine (sub 20% păduri).

Din îmbinarea indicilor corespunzători celor trei criterii principale aplicaţi la condiţiile locale de pe teritoriul României, s-a obţinut harta din care rezultă că *zonele cele mai expuse la pornituri umede* sînt : Subcarpaţii aproape în întregime, cu o intensificare în sectorul de la curbură, Cîmpia Transilvaniei în întregul ei, dar mai ales în partea centrală şi sudică, Podişul Tîrnavelor inclusiv bazinul Hîrtibaciului şi Platforma Someşeană ; de asemenea cea mai mare parte a Podişului Moldovei cu intensificări în Cîmpia Jijiei şi în partea răsăriteană a Podişului Bîrladului. În aceste ţinuturi în care predomină rocile argiloase sau marnoase, cu unele intercalaţii nisipo-grezoase, în care pantele medii sînt cuprinse între 10 şi 35° şi energia de relief între 100 şi 300 m, iar gradul de acoperire cu vegetaţie forestieră nu trece în genere de 15% din suprafaţa teritoriului, se întrunesc condiţiile cele mai propice pentru dezvoltarea porniturilor umede de lul alunecărilor de teren, care sînt reprezentate prin întreaga gamă de tipuri cunoscute la noi. Se întîlnesc astfel formele mai ample de tipul *grueţilor* sau *ţiglăilor* cu contrapante accentuate, specifice în Cîmpia Transilvaniei, în bazinul superior al Hîrtibaciului şi în partea de nord a Cîmpiei Jijiei, sau cele de tipul

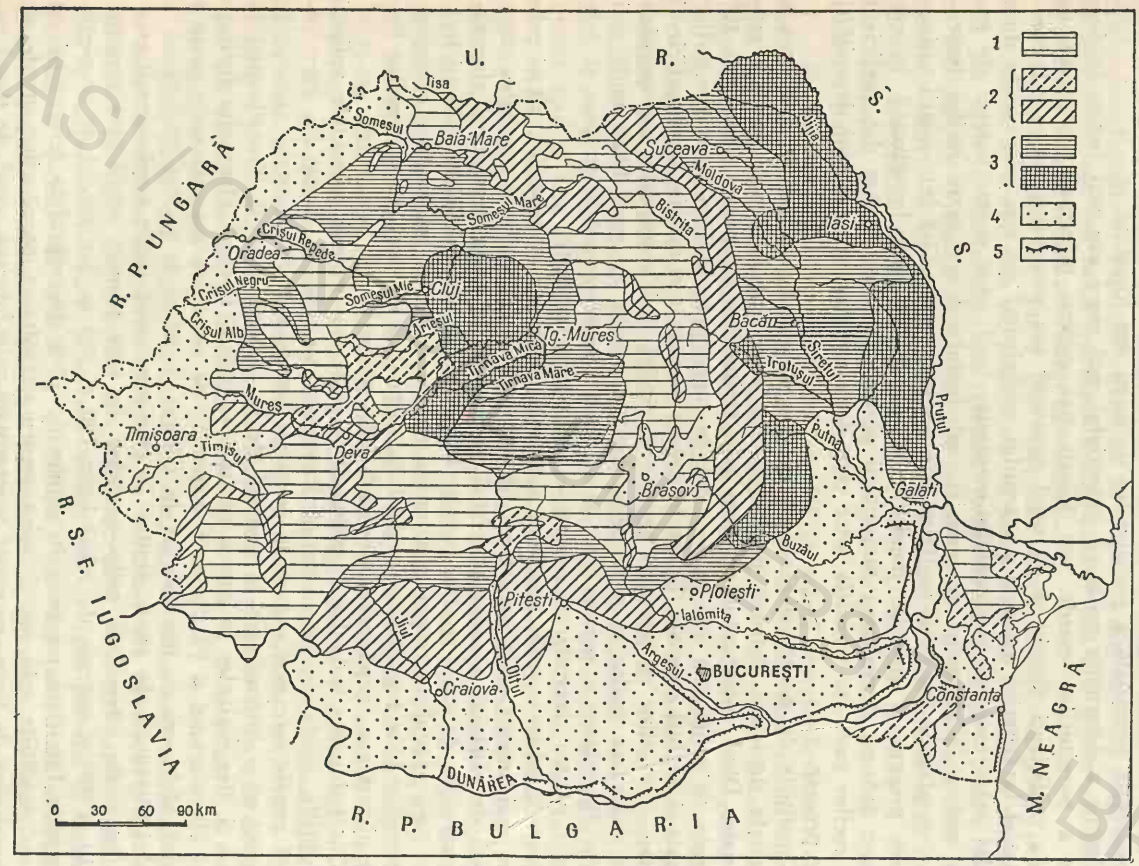


Fig. 128. — Condițiile potențiale ale repartiției teritoriale a pornirilor în România. *1*, Zonele cele mai puțin expuse: solifluxiune, surpări, rostogoliri; *2*, zone cu potențial mediu: alunecări moderate, surpări ș.a.; *3*, zone cu pornituri de mari proporții: alunecări maxime, curgeri de noroi ș.a.; *4*, zone cu deplasări reduse, predomină tasările (crovuri), sufoziunea; *5*, povîrnișuri în zone de câmpie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pseudoteraselor mai frecvente în Cîmpia Jijiei, dar semnalate şi în zonele cu cuvertură groasă de depozite loessoide care înlesnesc dezvoltarea alunecărilor-surpări (de felul celei semnalate pe povîrnişul dinspre lunca Dunării în sectorul Greaca) (142). Formele comune de alunecări lenticulare sau cele mărunte de alunecări de brazde sînt răspîndite mai peste tot în aceste ţinuturi. Pe alocuri, în ţinuturi cu pante mai accentuate şi roci mai plastice, se adaugă şi curgerile de noroi care duc la o desfigurare mai accentuată a povîrnişurilor (cu deosebire în Subcarpaţii dintre Şuşiţa şi Dîmboviţa). Tot în ţinuturile acestea se întîlnesc cele mai caracteristice complexe de alunecare de tipul *versanţilor de alunecare,* care capătă caracter generalizat pe foarte multe văi din Cîmpia Jijiei sau din Cîmpia Transilvaniei, precum şi cele de tipul *alunecărilor de vale,* care îneacă sub cantităţile uriaşe de material deluvio-coluvial întregi văi secundare, imprimînd apoi o curgere haotică a acestuia în anumite perioade de-a lungul fostelor văiugi, ceea ce dă întregului peisaj local caracterul unui haos de forme, deasupra cărora micile interfluvii rămase păstrează caracter insular. Asemenea complexe, descrise în zona văii Ialomiţa aproape de Pucioasa (199), capătă o amploare mult mai mare în bazinul mijlociu al Buzăului, în special în bazinul Sărăţelul Bercăi. Destul de frecvent, alunecările de diverse tipuri sînt însoţite în zonele arătate şi de tasări biogene de felul *cărărilor de oi,* mai ales pe pante cu înclinare mai accentuată şi deci cu soluri relativ subţiri.

În zonele *cu condiţii medii de dezvoltare* a acestor categorii de pornituri (localizate într-o bună parte a zonei flişului extern în Maramureş şi Munţii Bîrgăului, în culoarul Timişului şi estul Munţilor Apuseni, precum şi în Podişul Getic sau prin unele părţi ale Dobrogei) se întîlnesc *alunecări* mai rare şi în genere de mai mici proporţii, însoţite pe alocuri de *surpări* (mai ales în porţiunile în care nisipurile şi pietrişurile au o mai mare răspîndire cum este în estul Podişului Getic) sau de *rostogoliri* cu formare de *grohotişuri* (mai ales în zona flişului din Carpaţii Orientali).

Dacă exceptăm domeniul luncilor principale, ale *„bălţilor"* şi Deltei Dunării în care predomină procese de acumulare, în restul regiunilor se deosebesc *două zone puţin expuse la pornituri :* în munţii alcătuiţi din roci tari şi în cîmpii. Frîna principală în calea porniturilor o constituie în prima dintre acestea roca dură, în cea de-a doua panta cu totul redusă şi chiar lipsa totală de pantă. Porniturile nu sînt însă absente în aceste două zone, unde ies la iveală pe prim plan mai ales unele dintre categoriile de pornituri generate prin efecte mecanice. Astfel :

Zona de munte puţin expusă la pornituri cuprinde, aşa cum am arătat, sectoarele în care predomină rocile eruptive, şisturile cristaline tari, calcarele şi unele conglomerate tari. Acestea acoperă lanţul munţilor vulcanici din Carpaţii Orientali cu aria cristalin-mezozoică şi cea mai mare parte a flişului intern, de asemenea aproape în întregul lor Carpaţii Meridionali, Munţii Banatului şi Poiana Ruscă, precum şi părţi întinse din Munţii Apuseni. Mai peste tot în aceşti munţi, cu excepţia etajului păşunilor alpine, vegetaţia forestieră este dominantă (peste 40%), constituind, alături de roca stîncoasă, o a doua frînă în calea dezvoltării porniturilor. Din aceeaşi categorie a rocilor dure, însă cu o proporţie mai redusă de păduri, este masivul nord-dobrogean. În întreaga grupă alunecările şi curgerile de noroi lipsesc aproape cu desăvîrşire. Apar însă dezvoltate la maximum *solifluxiunea,* localizată în genere la altitudini mai mari de 1 000—1 200 m, şi *rostogolirile,* răspîndite cu deosebire pe povîrnişurile golaşe şi abrupte, unde deza-

gregarea mecanică lucrează mai intens şi unde gravitaţia este mai activă. În această situaţie iau naştere, în afara obişnuitelor conuri de grohotiş, marile *pînze de grohotiş* sau *horjuri* de pe povîrnişurile Pietrei Craiului, Ceahlăului, Retezatului etc. În etajul alpin, datorită dezagregărilor pricinuite mai ales prin procese criogene, se întîlnesc de asemenea *cîmpuri de pietre,* descrise în Retezat (53). În aceeaşi zonă se produc pe alocuri şi *surpări,* localizate mai ales în roci calcaroase, unde acţiunea chimică se poate intensifica, producînd surpări interioare (ale bolţilor de peşteri) sau exterioare, ca alunecări-surpări de felul celei care a stăvilit valea la obîrşiile Bicazului, unde a luat naştere Lacul Roşu.

În regiunile de cîmpie cu pante în genere sub 5° porniturile umede lipsesc (alunecări, curgeri de noroi etc., care se ivesc doar izolat pe povîrnişurile mai accentuate) ; lipsesc de asemenea porniturile legate de faciesul stîncos (rostogolirile) ; se dezvoltă însă la maximum două categorii de porniturі legate mai ales de răspîndirea formaţiilor loessoide : *tasările* care dau naştere *crovurilor* localizate pe „cîmpul" interfluviilor largi (fig. 93), precum şi *sufoziunea* cu întreaga gamă de microforme impresionante (pîlnii, hornuri şi avene, hrube, văi sufozionale etc.), legate mai ales de răspîndirea povîrnişurilor abrupte. *Surpările* se leagă mai ales de fîşia falezei de pe litoral, iar în forme mărunte şi de procesele de sufoziune.

Se vede astfel că porniturile sînt reprezentate în România aproape prin întreaga lor serie de procese şi că ele au o răspîndire zonală, condiţionată de cei trei factori menţionaţi (rocă, pantă, acoperire vegetală).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. IV. MODELAREA PRIN APELE CURGĂTOARE

1. APA CA AGENT DENUDATOR

Noţiuni generale. Terminologie. Între agenţii modelatori ai scoarţei terestre, apa exercită acţiunea cea mai viguroasă. Rolul de mare însemnătate pe care-l îndeplineşte în modul acesta apa are ca sursă cinetică inepuizabilă energia radiaţiei solare care generează circuitul apei în natură. În cadrul acestuia interesează în mod deosebit eroziunea, partea ce începe cu precipitaţiile atmosferice care trec mai departe în scurgerea apelor pe pante, organizarea acestora în ape curgătoare, pînă la vărsarea lor în mări şi lacuri.

Dacă însă în diferite alte procese, cum sînt cele de dezagregare şi descompunere (unele elemente atmosferice joacă rolul principal) sau în cadrul pornituri-lor (unde gravitaţia capătă rol hotărîtor), apa intervine doar ca factor secundar (dînd de exemplu efecte mecanice prin îngheţ-dezgheţ în primul caz, prin lubrefiere în anumite situaţii în cel de-al doilea caz), ea însăşi arată marile posibilităţi de modelare a reliefului cînd lucrează direct prin *eroziune,* creînd forme variate şi puternic încrustate în scoarţa terestră. Marile tipare ale *reliefului exogen,* în condiţiile climatului nostru, adică văile şi interfluviile, se datoresc aproape exclusiv acţiunii modelatoare a apelor curgătoare.

Ca agent modelator al scoarţei terestre, apa poate lucra în trei moduri deosebite : ca apă curgătoare, ca apă marină-lacustră şi ca gheţari. De unde rezultă trei tipuri de relief diferite : *relieful fluviatil, relieful de abraziune* şi *relieful glaciar.* În toate trei cazuri, apa se comportă ca un agent complet, îndeplinind o acţiune triplă : de *eroziune,* adică de rupere şi fărîmiţare a particulelor de teren, de *transport* adică de deplasare a elementelor dislocate şi de *depunere,* adică de acumularea lor într-un anumit loc.

Unii autori dau termenului de *eroziune* un înţeles mai larg, extinzîndu-l asupra tuturor celor trei acţiuni (de eroziune, transport, depunere), folosindu-l astfel ca sinonim al termenului de *modelare.* Alţii lărgesc şi mai mult sfera acestei noţiuni, incluzînd în ea acţiunile tuturor agenţilor externi (inclusiv dezagregarea şi porniturile), deci întreaga activitate care dă naştere *reliefului sculptural.* Aceste extensiuni ale unui termen bine precizat prin conţinutul lui, folosite mai ales de practicieni, pot duce la confuzii şi trebuie evitate.

Dar şi faptul invers, de folosire a termenului într-un înţeles mai restrîns decît îl are — ca de pildă termenul de „eroziunea solului" introdus şi păstrat încă de unii pedologi pentru procese ce depăşesc de fapt grosimea solului —, este la fel de puţin recomandabilă.

În capitolul de faţă analizăm numai eroziunea apelor curgătoare (cu urmările ei în transport şi depunere), urmînd să analizăm în alte capitole modelarea prin apele marine-lacustre şi cea prin gheţari.

Termenului de *eroziune normală* folosit mai demult mai ales în literatura geografică franceză, în înţelesul de modelare prin apele curgătoare, i s-au adus justificate obiecţii. În prezent el se mai foloseşte cu unele corectări aduse („eroziune zisă normală"). M. Derruau în tratatul său de geomorfologie (36) defineşte ca *normală* modelarea apelor curgătoare care se scurg la mare, în opoziţie cu ceea ce se dezvoltă în regiunile fără scurgere la mare (endoreice), fără reţea hidrografică de suprafaţă (areice) sau a celor cu scurgere subterană (carstice), precum şi aceea din regiunile cu vegetaţie naturală în cuventură continuă, în opoziţie cu cea în care, echilibrul biocenozelor fiind rupt, eroziunea se desfăşoară într-un ritm mult mai grăbit şi dezordonat.

În formele ei cele mai caracteristice, eroziunea apelor curgătoare se dezvoltă în zona temperată, excepţie făcînd în cuprinsul ei doar ţinuturile calcaroase unde predomină scurgerea subterană. Spre periferiile ei, şi cu deosebire spre ţinuturile cu climă continentală excesivă, reţeaua hidrografică devine tot mai rară şi mai dezorganizată, iar prin scurgerea numai temporară a apelor, aproape spasmodică, eroziunea ia forme excesive. Cu unele schimbări de nuanţă, la fel se întîmplă în zona mediteraneană şi în cea tropicală, unde acţiunea apelor de acest fel se îmbină cu ale altor agenţi modelatori (vînturile mai ales). Îmbinarea diferiţilor agenţi modelatori în raport cu complexele climatice ale diferitelor zone terestre le vom analiza mai în amănunt în alt capitol. Aici menţionăm faptul doar pentru a explica unii termeni frecvent folosiţi — deşi nu întotdeauna în modul cel mai nimerit — în legătură cu ritmul în care se poate dezvolta eroziunea.

În situaţia în care învelişul vegetal natural (păduri sau numai păşuni) se păstrează intact protejînd povîrnişurile, eroziunea se desfăşoară lent, aproape imperceptibilă pentru ochiul omenesc. Ea înaintează, face progrese, însă atît de încete, încît nu ar putea fi surprinsă decît după o perioadă îndelungată de vreme, de unde denumirea de *eroziune geologică* propusă de unii cercetători sau de *eroziune normală*, nu însă în sensul vechiului termen francez, ci al unui proces care decurge lent, fără schimbări importante în continuitatea păturii de sol de deasupra. Întrucît ambii termeni prezintă deficienţe[1] pare mai nimerit cel de *eroziune moderată*.

Rolul învelişului vegetal (pădure sau păşune-fîneaţă deasă) este atît de însemnat în această privinţă, încît chiar pe versanţi puternic înclinaţi şi în cazul precipitaţiilor de mare intensitate nu se poate forma debitul de şiroire de pe acei versanţi şi, chiar dacă el ia naştere în timpul unor ploi neobişnuite, nu este în stare să provoace eroziunea unui sol atît de bine protejat.

În felul acesta, la eroziunea moderată *factorul timp* este cel ce nu trebuie pierdut din vedere, pentru că el dă dimensiuni importante unor procese neobservabile în decursul unei vieţi omeneşti. Pătura vegetală şi solul pe care ea se

[1] Termenul de *eroziune geologică* a fost criticat întrucît ar putea să ducă cu gîndul la o eroziune petrecută mai demult şi încheiată în prezent, cînd în realitate termenul nu fixează o epocă, ci precizează doar modul lent de activitate. Pentru a remedia acest neajuns, unii autori fac deosebire între *eroziune geologică veche* şi *eroziune geologică actuală* (22), ceea ce reprezintă — cel puţin pentru al doilea termen — un nonsens. Denumirea de *eroziune normală* are dezavantajul ei, întrucît multă vreme a fost folosită într-un sens care nu mai poate fi pe de-a întregul acceptat astăzi şi care diferă de cel la care se referă autorii ce-l propun (de eroziune ce se desfăşoară lent) (36).

formează se refac treptat în aceste condiţii de transformare lentă a reliefului, astfel că existenţa lor nu se întrerupe.

Dacă intervin anumite schimbări datorite fie creşterii energiei cinetice a apelor scurse pe versanţi (datorită de exemplu unei creşteri a pluviozităţii), fie slăbirii stratului vegetal proteguitor prin defrişări, desţeleniri, suprapăşunat sau arătură pe pante prea înclinate, eroziunea capătă o intensitate mai mare şi un ritm grăbit, a cărui desfăşurare nu numai că poate fi observată după fiecare ploaie mai mare, dar aduce pagube considerabile şi poate constitui — în anumite condiţii de rocă şi pantă — o adevărată ameninţare pentru aşezări omeneşti, căi de comunicaţii etc. Această formă de eroziune a căpătat denumirea de *eroziune accelerată* sau *excesivă*.

Eroziunea accelerată trebuie privită ca o rupere a echilibrului natural, datorită scoaterii din ansamblul peisajului a unuia dintre elementele de bază ale acestui angrenaj de forţe în interacţiune, cum este în primul rînd învelişul vegetal forestier sau ierbos. Dezlănţuirea eroziunii accelerate este mai impetuoasă, iar restabilirea echilibrului mai dificilă, cu deosebire în zonele în care vegetaţia luptă cu condiţii grele de existenţă, cum sînt ţinuturile cu un lung anotimp secetos (corespunzînd climatului mediteranean sau celui continental pronunţat). Între toţi ceilalţi agenţi modelatori ai scoarţei, apele curgătoare capătă în aceste situaţii rolul precumpănitor, iar acţiunea lor poate duce pînă la pustiirea totală a unor ţinuturi.

Se cunosc multe exemple de regiuni bogate şi înfloritoare în antichitate care în urma despăduririlor sau suprapăşunatului au fost devastate de eroziunea apelor şi transformate în deşerturi. În Fenicia şi Iordania pădurile întinse de cedri de Liban acopereau munţii protejînd terenurile cultivate agricol de pe văi şi de pe versanţii amenajaţi în terase de culturi, iar păşunile erau folosite după reguli aplicate cu stricteţe. Peisajul prezenta o vegetaţie înfloritoare. Mai tîrziu, după sălbatica defrişare a pădurilor pentru comercializarea lemnului, şuvoaiele au început opera lor distructivă, sfîrtecînd versanţii şi împotmolind sistemele de irigaţie din văi, unde solurile s-au sărăturat, păşunile au fost spălate în aşa fel încît în prezent Munţii Libanului îşi arată povîrnişurile lor golaşe şi scheletice, dînd aspect de pustietate. Din vechii codri a mai rămas doar un singur pîlc de cedri protejat ca rezervaţie naturală.

Mai la nord, pe valea fluviului Oronte (azi Nahr el Assi), era de asemenea o regiune fertilă, iar Antiohia, oraş mare şi înfloritor cu o populaţie de cîteva sute de mii de locuitori, era un însemnat port al acelei regiuni la Mediterana. Eroziunea, dezlănţuită cu aceeaşi furie pe munţii din jur şi din aceleaşi cauze ca şi pe Munţii Libanului, a adus decăderea economică a întregii provincii: valea a fost împotmolită cu aluviuni, ţărmul s-a îndepărtat cu mai mulţi kilometri, iar săpăturile arhelogice pentru scoaterea la lumină a vechiului oraş au trebuit să înlăture un strat de aluviuni gros de 8 m (18).

Tot datorită defrişărilor nesocotite situaţia s-a repetat şi în alte ţări mediteraneene (întinse regiuni din Grecia, din Italia peninsulară, din Spania etc.), în Mesopotamia, în China, în Asia Centrală etc. Bazinul fluviului Tarim, de exemplu, era pînă în vremea lui Marco Polo (secolul al XIII-lea) o regiune înfloritoare, bine populată, cu oraşe mari şi civilizaţie strălucită. Ulterior pustiul a pus stăpînire pe cea mai mare parte a ţinuturilor, reţeaua hidrografică s-a dezorganizat, culturile agricole s-au restrîns, oraşele au decăzut.

Dar pentru a nu rămîne cumva bănuiala că din timpurile acelea depărtate, unele schimbări climatice ar putea fi pricina degradărilor de teren menţionate, se pot aduce numeroase exemple asemănătoare din vremuri mai apropiate. Astfel, după L. A. Koreţkaia, „distrugerea pădurilor în regiunile de silvostepă din partea europeană a U.R.S.S., ce a avut loc în perioada economiei capitaliste, a contribuit acolo la formarea unei enorme suprafeţe de pămînturi brăzdate de rîpe, la intensificarea influenţei secetei asupra culturilor agricole, la pierderea milioanelor de tone din partea cea mai fertilă a stratului arabil. Rîpele coborau nivelul apelor freatice, ceea ce intensifica fenomenele secetei. Coborîrea nivelului apelor freatice provoca secarea izvoarelor" (6). Studiile mai recente au stabilit că de pe urma acestor defrişări produse cu mai mare intensitate în Cîmpia Rusiei centrale, în nordul Ucrainei, pe malul drept al Volgăi, în podişul Stavropol etc. circa 20 mil. ha de terenuri se aflau pînă acum două-trei decenii supuse proceselor de eroziune accelerată numai în partea europeană a U.R.S.S. În S.U.A., de pe urma marilor defrişări din ultimii 150 de ani, au rezultat peste 114 mil. ha de terenuri erodate, iar debitele fluviilor au devenit atît de schimbătoare, încît ele produc frecvent revărsări păgubitoare. La fel s-a întîmplat de pe urma jafului din multe foste colonii africane sau asiatice, unde defrişarea pădurilor pentru exploatarea arborilor cu lemn preţios sau pentru obţinerea terenurilor de cultură a dus la asemănătoare distrugeri de terenuri.

Eroziunea a devenit astfel una din problemele cele mai importante ale organizării utilizării terenurilor. Deşi practic interesează în primul rînd eroziunea accelerată, aceasta nu trebuie urmărită separat de eroziunea normală, deoarece se bazează pe legile de dezvoltare ale acesteia, neavînd legile ei speciale. S-a greşit tot atît de mult atunci cînd elementele ei au fost luate în considerare în mod separat, ca şi atunci cînd măsurile de ameliorare sau de combatere a eroziunii nu au ţinut seamă de faptul că în înseşi formele ei cele mai calme de lucru natura prezintă totuşi o evoluţie, ea nu este statică. Apare în felul acesta necesitatea încadrării lucrărilor executate în ansamblul condiţiilor naturale.

Pentru cunoaşterea mai apropiată a modului în care se produce eroziunea prin curgerea apei, este necesar să prezentăm sumar condiţiile care contribuie la generarea şi dezvoltarea acestor procese. Trebuie date astfel indicaţii asupra elementului esenţial de care depinde forţa de acţiune a agentului denudator, şi anume asupra *precipitaţiilor atmosferice* privite şi sub raport cantitativ, şi ca mod de manifestare (ploi încete sau repezi, precipitaţii sub formă de zăpadă). Efectul precipitaţiilor însă, oricît de mare ar fi intensitatea lor, este influenţat de unele caracteristici ale terenului şi în primul rînd de *condiţiile de pantă* şi *cele de rocă*, prima putînd grăbi sau încetini scurgerile pe povîrnişuri, cele de-al doilea opunînd rezistenţe mai mari sau mai reduse în calea forţei distructive a apelor de scurgere (şi influenţînd diferenţiat şi infiltraţiile). Trebuie de asemenea luate în considerare *pierderile de apă* prin infiltraţie, evaporare, absorbţia de către învelişul vegetal etc., care micşorează cantitatea de apă ce rămîne a se scurge pe povîrnişuri, micşorează aşadar însăşi puterea agentului. Pentru a se putea urmări dinamica eroziunii prin apă, devine astfel necesară sinteza acestor elemente care determină *scurgerile pe pante*, căci în ultimă analiză vigoarea eroziunii depinde de *coeficientul de scurgere* a apelor pe pante (adică de măsura în care apa averselor neputîndu-se infiltra se scurge pe pante). Cu alte cuvinte, tot ce contribuie la mărirea scurgerilor (pante repezi, dezgolirea acestora de co-

vorul vegetal, slaba permeabilitate, intensitatea mare a ploilor torenţiale) favorizează dezvoltarea şiroirilor.

Prin aceste diferenţieri s-a încercat chiar a se stabili o delimitare între cele două principale procese de pantă: şiroirea şi alunecările. Cu cît infiltrarea apei este mai redusă (datorită permeabilităţii mari a rocii, pantelor accentuate etc.), determinînd mărirea coeficientului de scurgere, cu atît se deschide cîmp larg de activitate şiroaielor. Şi invers, cu cît apele au posibilităţi mai mari de a se infiltra, adică de a se sustrage scurgerii subaeriene, prin modificările ce produc în rocă (micşorarea coerenţei particulelor, creşterea plasticităţii etc.), cu atît ele favorizează alunecările.

Pe baza acestor principii, unii savanţi ca J. M. Avenard şi J. Tricart (111) au schiţat chiar o lege de geomorfologie dinamică, şi anume: *şiroirea şi alunecările sînt două fenomene antinomice, care variază în sens invers în raport cu permeabilitatea terenurilor.* La permeabilitate mare se dezvoltă şiroirile; dimpotrivă, alunecările necesită roci cît mai impermeabile.

Precipitaţiile atmosferice. Elementul generator al eroziunii prin apă, precipitaţiile, pot să se manifeste în mai multe feluri: ploi mocnite ori repezi, ploi îndelungate ori de scurtă durată, ninsoare sau lapoviţă şi încă în alte forme care au o însemnătate mai redusă pentru procesele ce urmărim (rouă, grindină, „ploi orizontale" etc.). Dacă ploile de durată au o deosebită importanţă pentru pornirile umede prin pătrunderea lor adînc în pămînt, o mult mai mare importanţă prezintă ploile repezi, care au puterea de a disloca şi a deplasa mici particule de sol, de a forma pînze continue de apă pe pante sau şuvoaie cu remarcabilă forţă de rupere şi transport, deci au forţă de spălare în suprafaţă şi de eroziune concentrată, liniară.

Felul ploilor trebuie astfel apreciat în legătură cu intensitatea lor, care rezultă din raportarea cantităţii de apă căzute la durata ploii sau a unui anumit interval din întreaga ei durată[1]. Ploile de intensitate mai mare, de la o anumită limită în sus, au fost numite *ploi torenţiale.*

Această limită variază după autor. În ţara noastră se foloseşte tabelul lui G. Hellmann, după care la ploile torenţiale obişnuite de scurtă durată (1—5 minute) cade cel puţin 1 mm pe minut, putînd ajunge la ploile torenţiale excepţionale de aceeaşi durată chiar la 2 mm pe minut. La ploile torenţiale de mai lungă durată, limita cantităţii de ploaie căzute pe minut poate coborî la 0,5 mm la o durată de 30—45 de minute şi chiar la 0,1 mm cînd durata ploii depăşeşte 180 de minute.

În U.R.S.S. se foloseşte mai mult tabelul lui E. I. Berg, care prezintă în genere limite mai coborîte decît precedentul (de exemplu: la o durată sub 5 minute, numai 0,5 mm pe minut) şi include la categoria ploilor torenţiale ploi de durată pînă la 24 de ore, cu o intensitate medie relativ scăzută (0,04 mm pe minut).

Observaţiile pe un mare număr de ploi au arătat că există o anumită relaţie între intensitatea ploilor (cantitatea căzută pe minut) şi durata lor; că, în genere la o intensitate mai mare corespund ploi de mai mică durată şi invers, cu cît dura-

[1] Ea se exprimă în milimetri pe minut. Pentru calcule tehnice, se preferă exprimarea în litri pe secundă la hectar.

ta ploilor torenţiale creşte, cu atît intensitatea lor scade, ceea ce se poate vedea şi din tabelele folosite în mod curent în meteorologie pentru stabilirea caracterului torenţial al ploilor.

Se constată de asemenea că există un raport invers între intensitatea ploii torenţiale şi suprafaţa teritoriului pe care acestea se pot extinde : ploile torenţiale de intensitate mai mare ocupă în genere suprafeţe mai reduse. După observaţiile lui N. E. Dolgov în Ucraina meridională (cf. 24), pare că se pot stabili chiar unele relaţii constante între aceste elemente. Pentru regiunea menţionată, la o intensitate medie de 0,5 — 0,8 mm pe minut, ploaia are în medie o extensiune de 65 — 350 km², pe cînd la intensităţi mari, ce trec de 2 mm pe minut, suprafaţa acoperită de ploaie ajunge doar la 4—8 km². Se înţelege că limitele acestea variază de la o regiune la alta în raport cu condiţiile climatice specifice (de exemplu relaţiile la care au ajuns cercetătorii germani prezintă unele diferenţe faţă de cele menţionate mai sus) ; regula în sine — a micşorării suprafeţei la creşterea intensităţii ploilor torenţiale — se verifică însă peste tot.

Nu întreaga suprafaţă a teritoriului pe care cade ploaia torenţială prezintă aceeaşi intensitate, ci ea este mai accentuată pe un nucleu (uneori pe mai multe nuclee) şi scade treptat spre marginile arealului. Se observă de asemenea şi unele tranziţii bruşte pe teritoriul acoperit de o ploaie torenţială.

Faptul că ploile torenţiale acoperă în genere suprafeţe restrînse (cu atît mai restrînse, cu cît au intensitate mai mare) şi că prezintă nuclee de intensificare maximă în limitele arealului de răspîndire are o foarte mare importanţă pentru modul în care se produc scurgerile şi ca urmare pentru modul de lucru al eroziunii. Ele au o acţiune foarte puternică local, influenţînd doar asupra micilor bazine hidrografice în care pot produce viituri fără însă a influenţa prin aceasta întreg bazinul hidrografic din care micul bazin este o componentă. Producerea unor asemenea fenomene locale este bine cunoscută în ţara noastră, de exemplu în bazinul mijlociu al Buzăului, pe afluenţii acestuia (Bălăneasa, Sărăţelul Bercăi) sau pe Cîlnău, care în timpul verii au foarte puţină apă ori seacă cu totul (Cîlnăul), dar la ploi torenţiale capătă brusc debite mari, vijelioase, de nerecunoscut.

Localnicii numesc acest fenomen *unda mare* şi ştiu mai dinainte cînd se produce, după felul în care se produc înnorările şi unde se abat ploile locale mari, la obîrşia sau pe traseul vreunei văi afluente. Venirea „undei mari" se anunţă de departe cu vuet ca de furtună. Apa înaintează tumultos pe întreaga lăţime a albiei majore (50—60 m la cele trei rîuri menţionate) cu un front de 0,6—1 m înălţime, purtînd trunchiuri de arbori şi crengi, rupînd în cale malurile, ridicînd podurile mai şubrede, năvălind cu o viteză de 18—20 m/s. Puhoiul durează cam o oră, după care întreg tumultul acesta se potoleşte, apele scad treptat ajungînd la nivelul de mai înainte. În urma „undei mari", pe albia rîului rămîn blocuri de gresie moale rotunjite prin rotirea pe loc a apelor şi mai ales bolovani sferici de pămînt, bătătorite cu pietriş fixat de pe urma rostogolirii lor datorită vîrtejurilor apei.

S-au căutat a se stabili anumite relaţii în legătură cu frecvenţa ploilor torenţiale într-o regiune dată. Faptul are o deosebită însemnătate în legătură cu proiectarea lucrărilor de prevenire a eroziunii prin apele torenţiale. Studiile întreprinse în ţara noastră de către C. Donciu (174) au arătat că pe teritoriul

de la sud şi est de Carpaţi ploile torenţiale au pe anotimpuri o frecvenţă medie diferită. Ele sînt aproape inexistente în perioada de iarnă (1%), se înmulţesc în timpul primăverii (19%), mai ales în ultima ei parte (14,9% în luna mai), şi ajung la frecvenţa maximă în lunile de vară (cînd însumează aproape 70%), pentru a se reduce treptat în cursul toamnei (10%, din care septembrie 6%).

Pentru stabilirea unor relaţii între intensitatea şi frecvenţa ploilor torenţiale într-un anumit loc, s-a ajuns la unele formule la care însă se cere o anumită prelucrare a datelor privitoare la ploile torenţiale, care în condiţiile de înregistrare a acestora în ţara noastră nu se pot aplica (24).

În vederea realizării unui progres în legătură cu această problemă, s-a trecut la un studiu al ploilor torenţiale bazat pe corelaţii genetice. Pornind de la constatarea că ploile torenţiale se produc datorită unor stări de instabilitate termodinamică a atmosferei, declanşarea acestora fiind determinată în mod obişnuit de un şoc ce duce la rezolvarea acelei instabilităţi, inginerul A. Apostol de la I.S.P.F.[1], făcînd o aplicare a clasificării aerosinoptice a furtunilor a lui N. V. Kolobrov, a diferenţiat genetic ploile torenţiale în mai multe categorii: cele *de front rece,* care fiind legate de deplasarea frontului pot cădea în orice oră din zi sau din noapte, nefiind legate de variaţia diurnă termică; cele *de advecţie,* mai frecvente primăvara şi la începutul verii, producîndu-se cu mari descărcări electrice, strîns legate de mersul diurn al temperaturii; cele *de front cald,* pricinuite de circulaţia norilor joşi, cu deplasări repezi ce se produc cu manifestări electrice mai ales noaptea; cele *de convecţie,* datorite ridicării maselor de aer cald pe vreme liniştită, deci cu caracter local şi pe suprafeţe foarte restrînse. Dintre acestea, cele mai frecvente la noi în ţară sînt primele două categorii, în vreme ce ploile de convecţie sît mai rare, iar cele de front cald mai mult întîmplătoare.

Ploile torenţiale au fost împărţite în categorii şi după momentul intensităţii maxime de cădere a ploii. Se recunosc astfel patru tipuri de ploi torenţiale: cele *cu intensitatea maximă la început,* care pricinuiesc scurgeri reduse întrucît terenul neumezit încă are o mare capacitate de infiltrare; cele *cu intensitatea maximă la mijloc*; cele *cu intensitatea maximă la sfîrşit,* care provoacă cele mai mari scurgeri, deoarece solul, în urma umezirii anterioare, prezintă o redusă capacitate de infiltrare şi apele se scurg pe povîrnişuri, şi în sfîrşit *ploile cu intensitate uniformă* (24). Observaţiile făcute par să indice şi o anumită repartiţie teritorială a fiecăreia dintre aceste tipuri de ploi. Astfel, Ucraina se caracterizează prin ploi torenţiale cu intensitate maximă finală (fig. 129). Zona musonică primeşte mai ales ploi torenţiale cu maxime la mijlocul intervalului. În ţara noastră, un mare număr de ploi torenţiale prezintă intensitatea maximă la început.

În raport cu cantitatea de apă căzută în unitatea de timp s-a stabilit *limita critică* de 1 mm în 10 minute. Depăşind această limită, ploile au efecte dezastruoase. Unele ploi torenţiale din ţara noastră au înregistrat 6 şi chiar 10 mm în zece minute. De exemplu, în iulie 1889 la Curtea de Argeş a căzut o ploaie de 204 mm în 20 de minute, revenind 10,2 mm în zece minute.

Urmările unor astfel de ploi torenţiale de intensităţi deosebite sînt uneori catastrofale. Este caracteristic în această privinţă exemplul ploii căzute la Urlaţi (regiunea Ploieşti) la 21 iunie 1951, cînd s-au înregistrat 50,4 mm într-o

[1] În lucrarea *Regimul de precipitaţii* (manuscris).

oră (deci în medie 8,4 mm în zece minute). Şuvoaiele au săpat o ravenă adîncă, podurile de lemn au fost rupte, deschiderea podului de beton de pe şoseaua naţională a fost complet umplută cu material detritic, izlazul alăturat, curţile şi grădinile învecinate au fost acoperite cu mari mase din materialele purtate de apă.

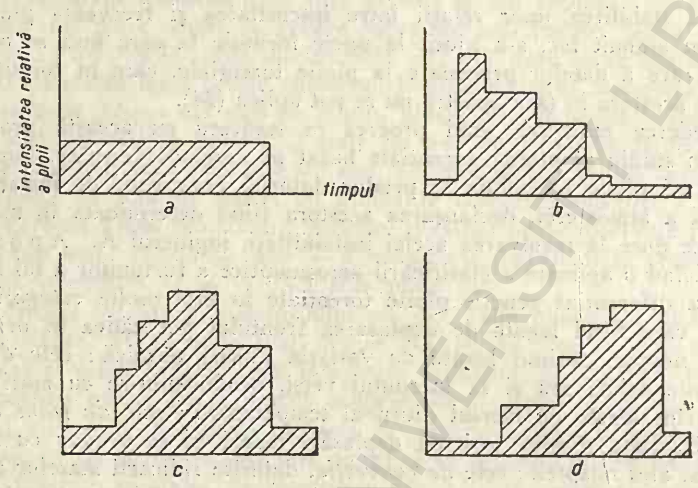


Fig. 129. — Histograme arătînd tipuri de ploi torenţiale în raport cu momentul intensităţii maxime.

Lucrările de protecţie din vii (gărduleţe şi cleionaje) au fost împotmolite şi rupte.

Ploile torenţiale, cu diferenţierile şi nuanţărilor lor, sînt din ce în ce mai bine cunoscute, iar cercetările şi aplicaţiile pe baza acestor cunoştinţe dau o tot mai mare precizie şi siguranţă lucrărilor de prevenire a efectelor lor dăunătoare.

Dar nu numai ploile torenţiale interesează în urmărirea diagnozei eroziunii, ci şi *ploile de durată*. Dacă cele dintîi, datorită caracterului lor local, au un rol hotărîtor îndeosebi în eroziunea pe versanţi şi în cea din văile mici torenţiale, cele de-al doilea, deşi lucrează mai puţin asupra povîrnişurilor direct prin eroziune (în mai mari proporţii prin pornituri), au însă o mare importanţă pentru eroziunea de vale şi mai ales asupra eroziunii malurilor. Acumulîndu-se treptat şi extinzîndu-se în genere pe mari teritorii, provoacă în decurs de mai multe zile sau chiar săptămîni creşteri deosebit de mari de debit. Acestea se resimt mai ales în văile principale, unde se însumează de pe toate văile afluente (nu numai de pe unele cum se întîmplă la ploile torenţiale cu caracter limitat local). Numai în urma unor asemenea ploi rîurile principale suferă creşteri mari de nivel şi chiar revărsări, situaţii în care puterea de eroziune în albie şi lateral asupra malurilor creşte considerabil şi paralel cu acestea şi puterea de transport şi cantitatea depunerilor.

Ploile de durată nu trebuie însă neglijate nici în legătură cu eroziunea pe pante, deoarece, saturînd solul cu apă, agregatele acestuia se desfac şi pot fi

lesne tîrîte la vale, cu atît mai mult cu cît saturarea în umiditate a stratului superficial limitează mult infiltrarea şi măreşte scurgerea superficială. Se produc astfel spălări şi chiar mici rigole ce se adîncesc apoi treptat.

În legătură cu aceasta s-a stabilit noţiunea de *limită critică*, prin care se înţelege cantitatea de apă căzută în unitatea de timp necesară pentru a provoca spălarea şi eroziunea. Această cantitate este variabilă în raport cu indicele de pantă, cu caracteristicile de permeabilitate a rocii şi solului etc.

O altă noţiune frecvent folosită în analiza proceselor de eroziune este aceea a *timpului de concentrare*, care reprezintă durata ploii necesară pentru a produce maximum de şiroire. Ea se măsoară prin timpul necesar apei căzute în punctul cel mai depărtat al bazinului pentru a se colecta la ieşirea din bazin. Se înţelege că timpul de concentrare rezultă din corelarea intensităţii ploii cu elementele caracteristice ale terenului (înclinarea şi forma versantului, textura şi structura solului, felul învelişului vegetal).

Aşadar, nu numai ploile torenţiale, dar şi celelalte categorii de ploi contribuie în proporţii şi forme diferite la eroziunea terenurilor şi deci ele nu trebuie scăpate din vedere, chiar dacă pe proiectant îl interesează aproape exclusiv manifestările de mari proporţii (cum sînt ploile torenţiale), întrucît urmăreşte dimensionarea lucrărilor de prevenire a eroziunii.

Zăpezile, cu toate că la prima vedere ar părea să aibă o mică importanţă pentru eroziune şi sînt asemănate de unii cercetători cu ploile mocnite, care au o slabă acţiune de eroziune deoarece infiltrările sînt maxime, au totuşi o activitate deosebit de însemnată, iar în anumite condiţii această activitate poate echivala pe cea a ploilor torenţiale. În linii mari ele se pot comporta în două feluri: cînd zăpada se topeşte pe sol neînghеţat sau dezgheţat în întregime, infiltrarea nu este stînjenită decît de umezeala iniţială relativ accentuată, în schimb evaporarea este limitată datorită stratului de zăpadă acoperitor. Scurgerea devine astfel abundentă şi eroziunea asemănătoare cu a ploilor mari. Cînd însă troianul de zăpadă se topeşte pe un sol dezgheţat numai la suprafaţă şi ca urmare înmuiat pînă la saturaţie (datorită dublului proces de înmuiere şi dislocare a particulelor prin gelivaţie), dar rămas dedesubt încă îngheţat deci impermeabil, neîngăduind de loc infiltrarea, atunci întreaga cantitate de apă provenită din topirea stratului de zăpadă de deasupra se scurge pe suprafaţa solului, antrenînd mari cantităţi din solul şi roca fluidizată astfel, eroziunea aceasta fiind comparabilă cu a celor mai mari ploi torenţiale.

În legătură cu dezgheţarea superficială a solului sub zăpadă, trebuie să menţionăm că procesul este destul de complex. Adîncimea de îngheţ a solului depinde de mai multe cauze; între care grosimea stratului de zăpadă de deasupra (cu cît acesta este mai mare, cu atît îngheţul este mai puţin adînc), de felul învelişului vegetal, de existenţa şi grosimea litierei (care joacă un rol asemănător cu al stratului de zăpadă), de formele de microrelief, de expoziţie etc. Sub pădure acumularea de zăpadă este mai mare, iar topirea zăpezii se face mai încet decît în locurile fără pădure.

În raport cu condiţiile arătate, îngheţul sub pădure este întotdeauna mai puţin adînc decît în cîmp deschis sau lipseşte cu totul în iernile mai blînde. Se constată de asemenea că solul sub pădure se dezgheaţă înainte de a începe topirea

zăpezii. Lipsa în pădure a unui substrat înghețat diferențiază astfel radical terenurile de pădure de cele din cîmp deschis : primele au o mai mare permeabilitate, deci capacitate de infiltrare, ceea ce micșorează scurgerile de suprafață și prin urmare eroziunea ce lucrează sub zăpadă.

Observațiile făcute în stațiuni experimentale au dovedit concret cît de însemnată este acțiunea de eroziune a topirii zăpezii pe sol superficial dezghețat. Astfel la stațiunea Kirov (U.R.S.S.) apa rezultată de pe urma topirii zăpezii s-a infiltrat (doar pînă la 4,5 cm adîncime, în rest solul fiind înghețat) și evaporat numai în proporție de 30,4%, restul de 69,6% s-a scurs pe sol, care, deși nu avea decît o pantă slabă de 4°,2, a format numai în 8 zile cît a durat topirea zăpezii ogașe adînci de 30—50 cm și largi de 25—30 cm, transportînd în total 3 t de sol la hectar, pe care le-a depus la poalele versantului.

Menționăm că o asemenea eroziune — specifică pentru ținuturile de stepă [1] — se întîlnește în țara noastră cu deosebire în Cîmpia Jijiei, în vreme ce în stepa dobrogeană, unde cade în genere puțină zăpadă, eroziunea este limitată aproape exclusiv la anotimpul cald cu ploi torențiale (18). Diferențierile acestea sînt de mare însemnătate în stabilirea tipurilor regionale de eroziune.

Influența reliefului. Pe drept cuvînt s-a putut afirma că, alături de însuși agentul apa curgătoare, relieful este factorul cel mai important în eroziune, fiind el însuși, cînd este vorba de relieful exogen, rezultatul eroziunii. Repartiția teritorială și intensitatea eroziunii sînt în cea mai mare parte o expresie a reliefului. Cantitativ acesta poate fi caracterizat prin fragmentarea orizontală și verticală, prin pante și expoziție etc.

Fragmentarea orizontală sau densitatea rețelei de văi indică gradul de intensificare cu care atacă eroziunea formele actuale de relief. Pe un teritoriu cu mare fragmentare orizontală, în care relieful este transformat într-o succesiune de văi și creste, eroziunea își exercită forța ei denudatoare peste tot. Pe un teritoriu cu interfluvii largi ca niște platouri și văi rare, eroziunea apelor se limitează doar la fîșii izolate de-a lungul văilor, restul rămînînd pe seama altor agenți (dezagregare-alterare, vînt etc.). Gradul de fragmentare se exprimă prin raportul dintre lungimea rețelei de văi și rîpe și suprafața bazinului hidrografic respectiv, coeficientul de 3—4 km/km² reprezentînd o fragmentare mare, în vreme ce sub 1 km/km² reprezintă o fragmentare redusă.

S-au stabilit și alte gradații pentru fragmentarea orizontală a terenului, în care valorile variază de la peste 1,3 reprezentînd fragmentarea foarte intensă, 1,3—1 intensă, 0,7—1 moderată, sub 0,7 slabă. Alți cercetători au stabilit gradul de fragmentare orizontală după lărgimea interfluviilor : o fragmentare foarte slabă corespunzînd la interfluvii mai largi de 2 km, una slabă la o lățime de 1—2 km, slab moderată la 500 m — 1 km, ajungînd la fragmentarea puternică de 50—100 m și foarte puternică de mai puțin de 50 m lățime a interfluviului.

Fragmentarea verticală, ceea ce geografii români obișnuiau mai de mult să numească *energia de relief,* arată cît de adînc s-au încrustat văile sub nivelul general al culmilor. Cu cît această diferență de nivel este mai accentuată, cu atît forța potențială a eroziunii este mai mare. Pe baza cercetărilor între-

[1] După cum s-a arătat, în ținuturile de pădure înghețul solului este puțin adînc și devansează topirea zăpezii de primăvară.

prinse (212) s-a ajuns la o relaţie între energia de relief *(H)* şi suprafaţa bazinului de recepţie *(S)*, prin care se exprimă ceea ce s-a numit *coeficient de energie a eroziunii reliefului.* După relaţia

$$\frac{H}{\sqrt[4]{S}}$$

influenţa fragmentării verticale a reliefului asupra eroziunii creşte într-o progresie mult mai accentuată decît creşterea energiei reliefului.

Din îmbinarea în grade diferite a fragmentării orizontale şi a celei verticale, rezultă *pantele,* care, avînd o mare importanţă în potenţialul de eroziune, vor fi urmărite mai îndeaproape.

Condiţiile de pantă se pun bine în evidenţă cînd la aceeaşi intensitate şi durată a ploii rezultă efecte puternic diferenţiate în ce priveşte eroziunea. Pe loc orizontal, la ploi oricît de repezi, apa stagnează, bălteşte, dînd infiltrare maximă şi evaporare intensă. Pe terenuri în pantă oricît de uşoară, apa ploilor nu mai poate stagna, ci curge la vale micşorînd proporţia infiltrărilor. Şi astfel treptat, în măsura în care se accentuează înclinarea pantelor, curgerea apelor de ploaie poate ajunge atît de impetuoasă, încît reduce la minim posibilitatea de infiltrare, mărind considerabil scurgerea şi puterea ei de rupere şi punere în mişcare a particulelor de teren. Rezultă o diferenţiere fundamentală între evoluţia cumpenelor de apă netede şi orizontale şi povîrnişurile în pantă, sub înrîurirea acestui agent denudator, apa ploilor. Primele, caracterizate prin infiltrări maxime, păstrează intactă grosimea depozitului de cuvertură (care continuă chiar să se îngroaşe prin contribuţia vegetaţiei şi aporturi eoliene), doar că suferă o continuă levigare (adică spălare de săruri în orizonturile superioare ale solului, cu migrarea acestora spre orizontul inferior unde se acumulează). Dimpotrivă, povîrnişurile, sub acţiunea scurgerii apelor meteorice, sînt supuse proceselor de eroziune, care nu numai că înlătură continuu depozitul de cuvertură ce se formează pe loc şi prin coborîre pe pantă, dar atacă viguros însăşi roca de bază, făcînd-o să reculeze mereu sub influenţa eroziunii. În felul acesta povîrnişurile prezintă dinamismul cel mai accentuat din întreaga evoluţie a reliefurilor, în vreme ce cumpenele de apă reprezintă de cele mai multe ori porţiuni relicte. Iată pentru ce tocmai ansamblul schimbărilor de felul acesta de pe povîrnişuri — cunoscute chiar sub denumirea de *proces de pantă* — interesează în cel mai înalt grad geomorfologia actuală, întrucît explică şi defineşte sensul şi ritmul evoluţiei reliefului. Dar terenurile în pantă interesează în mare măsură şi pentru latura aplicată, în problema combaterii eroziunii şi ameliorării terenurilor degradate, în problema organizării folosinţei terenurilor, în sistematizări urbane şi regionale, în legătură cu căile de comunicaţie etc., tot datorită caracterului lor în continuă schimbare sub influenţa eroziunii şi deplasării acumulărilor.

Terenurile în pantă se diferenţiază ca înclinare, lungime şi formă. Deosebirile acestea se pot datora: condiţiilor de structură (după modul de aşezare a stratelor — orizontale, înclinate conform sau invers direcţiei pantei — pot rezulta pante în trepte sau cu brîne, pante netede sau cu diferite neregularităţi), de rocă (cu formaţii sfărîmicoase ori slab coezive care produc în genere pante line, impermeabile care dau reliefuri teşite şi versanţi cu profil convex, dure care

dau povîrnişuri repezi[1] şi chiar verticale etc.), de energie de relief (în raport de care rezultă pante nu numai de înclinări, dar şi de lungimi diferite), de expunere la soare, ori în umbră (cu diferenţieri remarcabile în ce priveşte termicitatea, umiditatea şi deci felul învelişului vegetal, microrelieful local) etc. Diferenţierile acestea pot crea complexe foarte felurite în ce priveşte influenţa

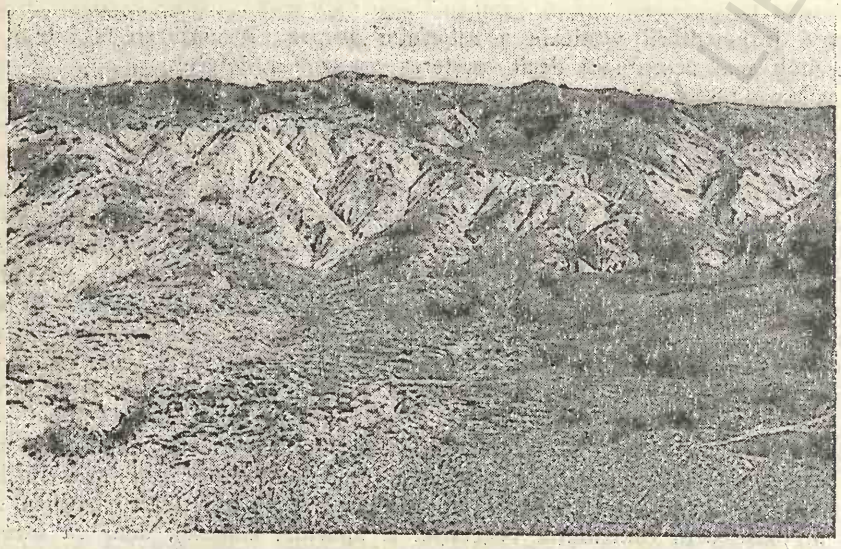


Fig. 130. — Costişă cu „pămînturi rele" în nordul Vrancei.

pantelor asupra eroziunii. Pentru lămurirea acestor multiple situaţii este necesar să punem în evidenţă în primul rînd liniile mari ale problemei, urmărind cum influenţează asupra dinamicii eroziunii cele trei elemente noi sus menţionate: înclinarea, lungimea şi forma pantelor.

Înclinarea pantelor prezintă un rol hotărîtor în intensificarea proceselor de eroziune prin curgerea apelor. Faptul se explică prin reducerea infiltrărilor în măsura în care, panta fiind mai accentuată, curgerea apelor din precipitaţii se face mai repede (deci contactul acestor ape cu terenul este mai scurt), iar cantitatea apei scursă este mai mare şi puterea de eroziune mai accentuată. Se înţelege însă că reţinerea unei cantităţi din aceste ape prin infiltrare depinde în destul de mare măsură, chiar la pante egale, de condiţiile de sol şi rocă, crescînd unde acestea prezintă o permeabilitate accentuată şi micşorîndu-se aproape de limita inferioară pe argile şi marne. Pe asemenea roci, aproape întreaga masă lichidă se scurge pe pante, lucrînd cu mai multă intensitate, făcînd să rezulte aceie aspecte dezolante de denudare cunoscute în literatura geografică sub numele de *badlands* sau *pămînturi rele* (fig. 130).

[1] Cercetările despre panta limită la fiecare rocă, deşi încă la început, aduc rezultate foarte instructive (221), necesare la explicarea stabilităţii versanţilor şi rezistenţei lor la eroziune.

Numeroase observaţii şi experimente făcute în legătură cu intensificarea eroziunii sub influenţa înclinării pantelor, la diferite staţiuni experimentale, au dus la concluzia că la o creştere de 4 ori a înclinării pantei, toate celelalte condiţii (de rocă, de acoperire vegetală, cantitate de precipitaţii etc.) rămînînd egale, viteza apelor ce se scurg la suprafaţă creşte de 2 ori, iar volumul particulelor de rocă ce pot fi antrenate de această curgere creşte de 64 ori, adică creşte proporţional la puterea a şasea (legea lui Eric). Se înţelege că acest raport trebuie privit doar ca un indicator general, care poate varia în raport cu o serie întreagă de parametri locali şi a cărui limită superioară pînă la care se poate aplica nu a fost încă stabilită.

Importanţa înclinării pantelor pentru cercetările legate de eroziune, pe de o parte, şi a necesităţii aplicaţiilor practice ce decurg (în legătură de exemplu cu limitarea arăturilor, cu mecanizarea lucrărilor agricole, cu traseele căilor de comunicaţie etc.), pe de altă parte, a dus la întocmirea a numeroase clasificări a înclinării pantelor, care diferă în primul rînd după scopul pentru care s-au făcut [1], dar chiar în legătură cu acelaşi scop şi după concepţiile diferite ale autorilor. S-a ajuns astfel la categorii variate. În linii mari — luînd ca bază efectele înclinării pantelor în eroziune — cele mai multe clasificări se apropie de următoarele limite :

terenuri lipsite de pantă	sub 3°	(cu spălare imperceptibilă) ;
terenuri slab înclinate	3— 6°	(spălare accentuată) ;
terenuri moderat înclinate	6—15°	(spălare puternică şi eroziune de adîncime) ;
terenuri puternic înclinate . . .	15—25°	(denudare complexă, adesea pînă la rocă) ;
terenuri foarte puternic înclinate	25—45°	(frecvent roca la zi, rostogoliri etc.) ;
abrupturi	peste 45°	(roca la zi, dezagregare, surpări etc.).

În raport cu utilizarea terenurilor, considerăm judicioasă clasificarea dată de G. Ionescu-Şişeşti şi Irimie Staicu în tratatul de agrotehnică (18), după care se diferenţiază:

— terenurile în pantă mai mare de 30%, respectiv 27°, trebuie destinate vegetaţiei forestiere. Cele aflate către limita inferioară pot fi folosite în agricultură numai pentru plantaţii de pomi şi vii, dacă terenurile sînt amenajate în terase ;

— terenurile cu pantă, de 20—30% (respectiv 18—27°) pot fi folosite în agricultură numai dacă se amenajează în terase, altfel trebuie lăsate ca fîneţe sau ca vegetaţie forestieră ;

— terenurile sub 20% (respectiv 18%) se pot folosi în agricultură în conformitate cu măsurile agrotehnice respective.

Pentru urmărirea răspîndirii teritoriale a categoriilor de pante, s-a trecut şi la cartografierea acestora. Înscrierea lor pe hartă se poate face fie prin

[1] Menţionăm că, chiar în cadrul aceleiaşi grupe de folosinţe, pot surveni unele diferenţieri. De exemplu, în legătură cu folosinţele agricole, se consideră „pante foarte puternic înclinate" pentru arături, cele cuprinse între 22,5 şi 31°,5 (respectiv 25—30%), în vreme ce, pentru viticultură, categoria pantelor „foarte puternic înclinate" se extinde pînă la 40°,5 (respectiv 45%), pentru culturile irigate folosindu-se alţi indici etc.

reprezentarea *pantelor reale,* împărţind povîrnişul în atîtea subdiviziuni cîte schimbări de pantă se pot determina, harta respectivă căpătînd în genere aspect de mozaic (cu atît mai amănunţit, cu cît se lucrează la o scară mai mare), sau prin reprezentarea *pantelor medii,* care generalizează declivităţile de amănunt fie pe fiecare povîrniş în parte, fie pe unităţi teritoriale mai întinse (de exemplu pe mici bazine hidrografice). De fapt şi prima categorie cuprinde un oarecare grad de generalizare, întrucît pentru stabilirea pantei reale povîrnişurile — mai ales cele complexe — ar trebui împărţite într-o infinitate de planuri. Prima categorie de hărţi se foloseşte la scări mari şi teritorii mai restrînse, interesînd construcţiile şi alte lucrări de amănunt ; harta pantelor medii, mai sintetică, este folosită pentru lucrări de ansamblu, dînd posibilitatea comparaţiilor zonale.

Lungimea pantei reprezintă un alt indicator, deoarece, la aceeaşi înclinare, alungirea traseului de scurgere a apelor superficiale face să crească în genere amploarea acesteia, iar ca urmare eroziunea creşte de cele mai multe ori şi ea. Accentuarea eroziunii în raport cu alungirea pantei se explică pe de o parte prin acumularea unei cantităţi tot mai mari de apă cu cît drumul parcurs este mai lung, iar pe de altă parte prin creşterea vitezei de scurgere sub influenţa gravitaţiei (fig. 131). Experimentele făcute la diferite staţiuni au confirmat această regulă. Intensificarea ploii poate duce bineînţeles la o creştere mult mai accentuată a eroziunii prin alungirea pantei.

Calculînd pe baza unui mare număr de observaţii, A. K. Zingg a ajuns la concluzia că în medie, mărind lungimea pantei de 2 ori, cifra eroziunii se măreşte de 3,03 ori (cf. 104). Calculele mai recente (170) efectuate în legătură cu creşterea eroziunii solului în tone la hectar în raport cu creşterea lungimii pantei au confirmat în linii mari aceste indicaţii. Sintetizînd în indici distanţele metrice date de acest autor, se constată că :

la o creştere a lungimii pantei de :	corespunde o creştere a eroziunii de :
1,7 ori	1,3 ori
2,5 ori	3,8 ori
3,1 ori	8,2 ori etc.

Aşadar, creşterea cantitativă a eroziunii ajunge de la o anumită lungime a pantei mult mai mare decît indicele de alungire a pantei.

Influenţa lungimii pantei asupra scurgerii apelor de suprafaţă, şi deci asupra eroziunii, prezintă însă variante care o arată mai complexă. În primul rînd diferenţe însemnate survin în raport cu roca sau depozitul de cuvertură pe care se produce scurgerea. Astfel, pe povîrnişuri alcătuite din roci puternic permeabile sau acoperite de depozite de cuvertură permeabile, alungirea pantei nu numai că nu duce la o creştere a volumului scurgerii, ci dimpotrivă face ca debitul scurgerii să se micşoreze din ce în ce, ca urmare a sustragerii apelor prin infiltrare. Fenomenul mai poate fi influenţat de asemenea prin uscarea accentuată a solului, care capătă astfel un mare potenţial de absorbţie a apelor de scurgere, astfel că pe măsura alungirii pantei se micşorează — în prima fază a ploii — debitul scurgerii. După umezirea terenului însă, raporturile se inversează. Anihilarea prelungirii pantei mai poate surveni şi de pe urma învelişului vegetal, care reţine cantităţi însemnate din debitul de scurgere.

Concluziile de mai sus au fost confirmate de observaţiile făcute de H. Benett pe diferite terenuri cultivate cu prăşitoare, deci afînate. Rezultanta scurgerii şi eroziunii în raport cu alungirea pantei pe asemenea terenuri prezintă valori mult mai reduse chiar pe soluri argiloase, întrucît afînarea prin prăşire le măreşte capacitatea de infiltrare. Astfel, la Shelby în Missouri, la o

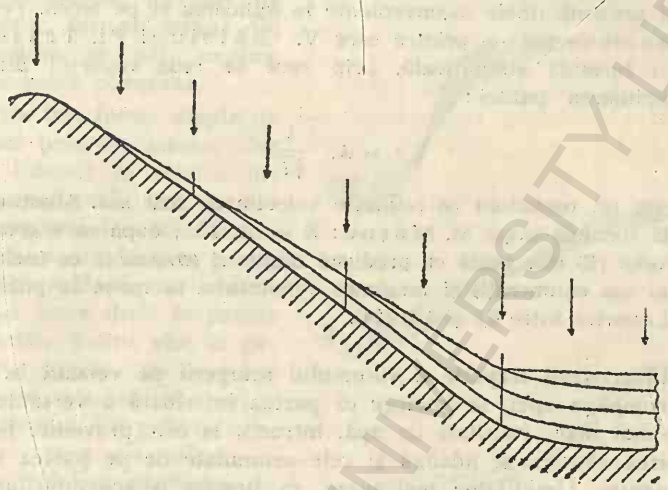


Fig. 131. — Influenţa lungimii pantei asupra debitului şi vitezei de scurgere pe versant (după Cerkasov).

dublare a traseului pantei, scurgerea a crescut doar cu 1,6%, iar eroziunea de 2,2 ori. Pe soluri foarte permeabile însă, afînate prin culturi de prăşitoare, alungirea pantei duce la micşorarea scurgerii şi deci şi a eroziunii din cauza absorbirii apelor prin infiltrare. Astfel, pe solurile negre de Houston (Texas) cultivate cu prăşitoare şi într-o perioadă de accentuată uscăciune, la dublarea lungimii pantei scurgerea de suprafaţă s-a redus cu 2,3%, iar eroziunea s-a micşorat de la 27 t/acru la 23,8 t/acru (168).

Am prezentat anume situaţiile acestea de pe terenuri agricole în care solurile sînt afînate prin prăşire, deci aduse la un grad de permeabilitate maximă, pentru a ilustra în contrast mai accentuat fenomenul. În genere însă, pe terenurile înţelenite, chiar alcătuite din roci accentuat permeabile, infiltrările sînt mult mai reduse decît pe arături, scurgerile cresc în măsura alungirii pantei, iar eroziunea creşte aproximativ în măsura arătată mai sus, datorită pe de o parte acumulării unor cantităţi tot mai mari de ape scurse, pe de altă parte creşterii forţei vii a curentului, care capătă progresiv o viteză tot mai mare.

Pornind de la constatarea că în lungul cumpenei apelor cantitatea scurgerii este cea mai redusă şi că ea creşte în măsura îndepărtării spre poalele versanţilor şi o dată cu ea şi puterea eroziunii, s-a creat noţiunea de *distanţă critică a scurgerii,* care are o mare valoare practică. Prin această noţiune specialiştii stabilesc depărtarea de la cumpăna apei în jos pe versanţi de unde scurgerea capătă o viteză capabilă să producă eroziunea. Prin aceasta formula este necesară în stabilirea distanţei pentru amplasarea lucrărilor de combatere a eroziunii.

S-au propus mai multe formule pentru stabilirea distanței critice. A. N. Kosteakov admite că distanța critică rezultă din corelarea vitezei critice în metri pe secundă, care se stabilește prin măsurători, cu intensitatea ploii rezultată din observațiile meteorologice, cu coeficientul de scurgere care se determină și cu înclinarea combinată cu rugozitatea suprafeței pantei. Formula este destul de complicată și prezintă unele inconveniente în aplicarea ei pe teren. Pentru aceasta, unii specialiști de la noi — printre care V. Băloiu și Fl. Trăşculescu — au propus o formulă simplificată, prin care se redă raportul dintre distanța critică și înclinarea pantei :

$$L = A. \frac{1}{\sqrt{i}}$$

în care A este un coeficient ce reunește valorile de mai sus. Menționăm de asemenea și altă formulă după M. Moțoc: $E = A. L^n$, după care grosimea stratului de sol erodat (E) este egală cu produsul dintre A (constantă ce include influența factorilor mai sus enumerați) și lungimea versantului în metri la puterea n (exponent variabil cuprins între 0,5 și 1,6) (24).

Datorită creșterii treptate a volumului scurgerii pe versant în măsura depărtării de cumpăna apei, se înțelege că partea inferioară a versantului primește de regulă o mai mare cantitate de apă, întrucît, la cele provenite local din ploi sau din topirea zăpezii, se adaugă și cele acumulate de pe partea superioară și mijlocie a pantei. Umiditatea mai mare, ca urmare a acumulărilor mai abundente prin infiltrări, contribuie la transformarea mai radicală a depozitului de cuvertură de la partea inferioară a pantei, ceea ce explică diferențierile ce apar între coluvii și deluviile aflate mai sus pe povîrniș, cu toate că materialul din care provin are aceeași sursă.

S-au făcut de asemenea cercetări asupra efectului scurgerilor prin eroziune sub influența combinată a creșterii înclinării și lungimii pantei, pe loturi experimentale cu aceleași condiții de rocă și sol, dar cu înclinări deosebite și la fiecare dintre acestea cu lungimi diferite de pantă. Aceste loturi s-au amenajat în condiții uniforme de structurare și umiditate a solului (prin afînare cu grebla pînă la 7,5 cm adîncime). De pe urma acestor experiențe a rezultat că la o înclinare mărită de două ori eroziunea sporește de 2,61 ori, iar la o lungime mărită de 2 ori eroziunea a crescut de 3,03 ori. Paralel cu mărirea indicelui de pantă scurgerea apei a crescut, în vreme ce alungirea pantei a dus la o ușoară reducere a scurgerii. Împreună însă, dublarea înclinării și lungimea pantei au dus la o creștere a volumului eroziunii de 7,9 ori (104). Pentru terenurile arabile M. Moțoc stabilește formula :

$$E = A \cdot L^{1,5}\, i^{1,4}$$

după care pierderile medii prin eroziune în tone la hectar sînt egale cu constanta A înmulțită cu lungimea pantei (L) în metri și cu înclinarea pantei (i) în sutimi, ultimele la puteri variabile între 1,4 și 1,5. Pe baza acestei formule se obține în mod indirect și rezistența la eroziune a diferitelor terenuri arabile în pantă.

Forma povîrnișurilor influențează de asemenea scurgerile și ca urmare și eroziunea. În mod schematic povîrnișurile se pot prezenta sub trei forme simple :

drepte, convexe şi concave (fig. 132) şi sub o infinitate de forme complexe rezultate din îmbinarea în proporţii diferite ale celor dintîi. Cauze legate de structură şi de condiţiile climatice explică diversitatea formelor povîrnişurilor şi a microreliefului lor. Deşi în natură formele de pante simple se întîlnesc relativ rar (pe povîrnişuri omogene ca rocă), totuşi observaţiile privitoare la influenţa lor asupra eroziunii trebuie începute de la cazurile simple, întrucît numai din îmbinarea acestora se pot explica situaţiile de pe pante complexe.

Dintre cele trei forme simple de pante, cele mai puternic atacate sînt cele convexe. Întrucît la acestea înclinarea se accentuează spre partea inferioară a versantului, eroziunea devine brusc mai intensă în acea parte, unde intensitatea spălării este o dată şi jumătate mai mare decît în partea superioară. Pantele drepte sînt în genere mai puţin expuse la eroziune, totuşi sînt şi ele atacate în partea mijlocie şi inferioară, iar puterea eroziunii creşte — cum s-a arătat — proporţional cu mărirea unghiului de pantă şi a lungimii acesteia. Dintre toate, pantele concave suferă cel mai puţin de pe urma eroziunii şi aceasta în măsura în care ele se apropie de *profilul de echilibru*, la care eroziunea ajunge practic nulă, chiar dacă volumul apelor de scurgere este foarte mare.

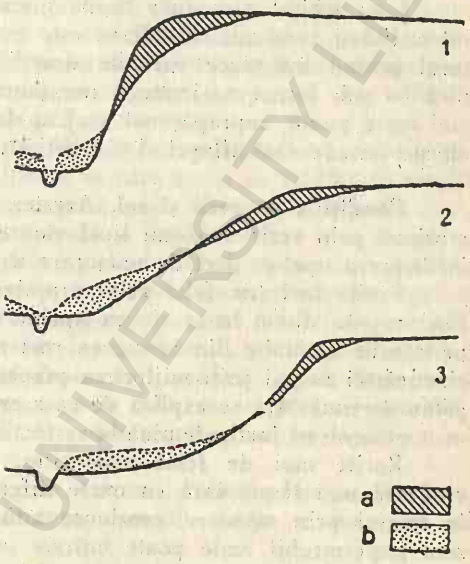


Fig. 132. — Forme simple de pantă şi tendinţa lor de evoluţie sub înrîurirea scurgerilor. *1*, Convexă ; *2*, dreaptă, *3*, concavă ; *a*, eroziune ; *b*, acumulare.

În cazul pantelor complexe, intensitatea eroziunii depinde de îmbinarea diferitelor categorii de pante simple. În genere, cînd se trece de la o înclinare mai pronunţată la una mai redusă, eroziunea scade, iar produsele ei încep să se acumuleze. Dimpotrivă, cînd înclinarea se accentuează în jurul pantei, eroziunea sporeşte în acelaşi sens. În felul acesta o pantă complexă se prezintă ca o succesiune de porţiuni de eroziuni şi de acumulare pe întîrzierile de pantă. Pentru formarea depozitelor de cuvertură nu este necesară o domolire a pantei pînă la orizontală, ele acumulîndu-se chiar la înclinări relativ mari, dar pe grosimi mai reduse, întrucît în afara eroziunii apelor se mai adaugă şi procesele gravitaţionale de felul pornirilor.

Dar procesele de eroziune se diferenţiază şi după *expoziţia reliefului* faţă de insolaţie şi umbră, întrucît de pe urma acestor orientări ies la iveală complexe topoclimatice care pot înteţi sau frîna eroziunea. Astfel povîrnişurile însorite, în genere mai calde şi mai uscate, cu topirea mai timpurie a zăpezilor şi dezgheţ mai grăbit, sînt mai puternic erodate decît cele umbrite, mai reci şi mai umede, cu topirea zăpezii mai înceată şi dezgheţ întîrziat.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

După cercetările întreprinse la staţiunea Novosil, D. L. Armand a putut chiar să precizeze în procente deosebirile de intensificare a eroziunii pe versanţi diferit orientaţi. La condiţii egale de pantă, sol, acoperire vegetală etc., eroziunea s-a diferenţiat după cum urmează: ea a distrus 14% din parcela-cheie orientată spre nord, 18% din parcela orientată spre vest, 30% din cea orientată spre est şi 38% din cea orientată spre sud (164).

S-au schiţat aici doar liniile mari în care relieful poate influenţa asupra intensificării eroziunii. Problema este însă mult mai complexă, microrelieful natural putînd introduce variante deosebit de interesante, iar contribuţia antropică — sub forma agriculturii neraţionale (de exemplu arături pe linia de cea mai mare pantă, suprapăşunat ş.a.), a defrişărilor etc. — ajunge să constituie pe alocuri un adevărat „flagel al distrucţiei".

Condiţiile de rocă şi sol. Acestea influenţează direct asupra proceselor de eroziune prin rezistenţă sau lipsă de rezistenţă şi indirect prin posibilităţile de infiltrare a apelor, deci de micşorare a debitului de scurgere la suprafaţă.

Rocile tari (de felul celor eruptive, calcarelor şi unora dintre cele cristaline) expuse direct la eroziunea apelor rezistă în genere mult. Apa ce se scurge pe stîncile alcătuite din asemenea roci nu le poate ataca direct prin energia lor cinetică, ci numai prin mijlocirea proceselor de dezagregare şi alterare care pregătesc terenul. Aşa se explică de ce asemenea roci pot rezista îndelung sub forma unor povîrnişuri înclinate pînă la verticală.

Rocile moi de felul nisipurilor, argilelor şi marnelor, loessului etc. se erodează mai lesne, însă cu unele diferenţieri, şi anume: *nisipurile* sînt atacate în special prin ravinare, eroziunea adîncindu-se cu repeziciune pînă la un orizont impermeabil unde poate întîrzia un timp. Rezultă văi înguste în V închis. Direct pe *loess* şiroirea este practic nulă datorită proprietăţilor specifice ale rocii, care prilejuiesc infiltrări puternice, de aceea nici ravinarea n-ar fi posibilă dacă nu s-ar grefa pe forme preexistente de sufoziune de felul hornurilor, rîpelor sau văilor sufozionale, pe care le ia şi le continuă în tiparele specifice rocii (văi în U cu versanţi verticali şi cu taluzuri de surpări la bază). *Argilele*, datorită impermeabilităţii lor relative, împiedicînd infiltrările, favorizează eroziunea de suprafaţă şi numai cu timpul ajung la formarea de mici rigole şi ogaşe. Întrucît însă datorită plasticităţii rocii se dezvoltă pe scară mai mare alunecările (de adîncimi şi forme diferite), care preschimbă versantul neted într-unul plin de neregularităţi (trepte şi hîrtoape în mici contrapante), ce întrerup continuitatea şuvoaielor, eroziunea nu poate progresa decît anevoie.

Cum însă roca golaşă, cu deosebire în zonele cu climate ploioase cum este şi cel al ţării noastre, se întîlneşte relativ rar în natură, agentul de eroziune, apa în curgerea ei, are de întîmpinat în primul rînd rezistenţa diferitelor depozite de cuvertură şi mai ales a solurilor. Pe roci tari în pantă, acestea formează în genere un înveliş subţire scheletic, cu reduse posibilităţi de a reţine apa, care se strecoară printre numeroasele-i interstiţii pentru a ieşi din nou afară mai jos. Pe asemenea formaţiuni, chiar vegetaţia cu capacitatea ei de a reţine apa este sărăcăcioasă. Datorită caracteristicilor proprii depozitul acesta şi solul subţire format pe seama lui sînt lesne de erodat pînă la rocă.

Dimpotrivă, pe rocile moi, depozitele de cuvertură se acumulează în cantităţi mult mai mari, sînt formate din particule mai fine, iar pe seama lor se

dezvoltă de obicei soluri groase cu mare capacitate de reţinere a apei de infiltrare, la care se adaugă şi capacitatea de instalare a vegetaţiei, care poate forma covor mai des. Scurgerile de suprafaţă reduse la minimum dezvoltă astfel doar o eroziune slabă.

În ceea ce priveşte *solurile,* acestea prezintă o extrem de mare varietate sub raportul posibilităţilor de infiltrare şi reţinere a apei, precum şi sub raportul rezistenţei lor; de aceea şi eroziunea prezintă, la aceiaşi indici de pantă, intensităţi atît de diferite în raport cu caracteristicile solului. Între acestea interesează în special textura, conţinutul în humus şi structura solului. În timp ce prima influenţează capacitatea de infiltrare şi reţinere a apei în sol, ultimele două caractere influenţează mai ales rezistenţa la eroziune.

Sub raportul texturii, se înregistrează diferenţe însemnate între solurile nisipoase, argiloase etc. Astfel, *solurile nisipoase* în care apele se infiltrează repede rezistă de obicei bine la eroziune la pantă nu prea mare. Chiar şi în această situaţie, la ploi mari, solul se saturează de umezeală şi după un timp apa se scurge la suprafaţă, dislocînd cu uşurinţă particulele lipsite de coeziune sau cu o coeziune foarte redusă. Micile rigole o dată formate se adîncesc cu repeziciune, proces ce se intensifică şi prin distrugerea covorului vegetal în urma păşunatului excesiv.

Solurile argiloase, cu impermeabilitatea lor accentuată, prezintă dimpotrivă o redusă capacitate de infiltrare. Scurgîndu-se la suprafaţă, apele înmoaie şi erodează, dînd naştere la rigole şi ogaşe care se adîncesc treptat, se ramifică, transformînd povîrnişurile într-un labirint de creste şi adîncituri cu aspect caracteristic. Solurile marnoase se comportă în mod asemănător.

Intermediare între aceste două categorii extreme, *solurile lutoase* sau *lutonisipoase* prezintă caractere mijlocii ca textură, datorită cărora se comportă cel mai bine faţă de atacurile eroziunii.

Conţinutul în humus, întrucît măreşte permeabilitatea şi capacitatea de infiltrare, contribuie într-o măsură însemnată la rezistenţa solului faţă de eroziune. Dată fiind însemnătatea acestuia, se impun unele lămuriri. În cazul unei structuri stabile a agregatelor care alcătuiesc solul — adică a glomerulelor —, aceasta măreşte pe de o parte permeabilitatea şi deci capacitatea de infiltrare a apei, pe de altă parte capacitatea de reţinere a apelor, iar glomerulele în sine se comportă ca nişte particule greu transportabile, ceea ce face ca scurgerea superficială să se reducă, iar dislocarea particulelor de sol să fie mult îngreuiată. Dimpotrivă, solurile prăfoase, lipsite de structură, umectîndu-se la suprafaţă, acoperă spaţiile capilare şi necapilare, astfel că apa nu mai poate pătrunde în adînc şi şiroieşte la suprafaţă provocînd eroziunea (18).

În ceea ce priveşte *rezistenţa la eroziune,* solurile se diferenţiază relativ mult între ele: unele prezintă o rezistenţă mai mare în orizonturile superioare de acumulare a humusului şi mai redusă în cele inferioare (de exemplu la cernoziomuri sau soluri bălane), iar altele tocmai dimpotrivă au o rezistenţă mai redusă în orizontul de acumulare a humusului şi mai mare în cele de dedesubt (cazul podzolurilor, solurilor brune podzolite ş.a.). La cele din prima categorie, o dată cu înlăturarea orizontului cu humus, eroziunea se dezlănţuie mai repede şi mai păgubitor. Cum la noi în ţară terenurile cu relief accidentat acoperite cu soluri cernoziomice sau bălane ocupă tocmai zonele cu climat de stepă şi silvostepă din estul şi sud-estul ţării, cu frecvenţă mai mare a ploilor torenţiale, rezultă o mai mare expunere la eroziune în aceste ţinuturi. La această considerare în linii mari

survin, se înţelege, diferenţieri în raport cu tipul de sol. Astfel, cernoziomurile tipice sînt mai rezistente decît cele levigate, iar acestea la rîndul lor mai rezistente decît cele ciocolatii sau castanii, care întrec rezistenţa solurilor bălane etc. (24). Mai intervin de asemenea şi deosebiri după roca de bază, mai ales cînd este vorba de eroziunea de adîncime. Solurile din cea de-a doua categorie (podzoluri, brune podzolite) sînt mai expuse la eroziune în urma defrişărilor.

În legătură cu solurile podzolite ce se formează sub pădure, este de remarcat următorul fapt: orizonturile superioare (cu humus şi podzolit) au o foarte mare permeabilitate, spre deosebire de orizontul inferior iluvial, care conţinînd de obicei o mare cantitate de particule fine prezintă o permeabilitate mult mai redusă. Apa care se infiltrează cu uşurinţă prin litieră şi cele două orizonturi superioare se opreşte pe orizontul iluvial, care se îmbibă pînă la saturare creînd un nivel subfreatic şi o *scurgere subterană prin sol* (207). Această scurgere se observă cu deosebire primăvara la topirea zăpezilor, mai rar toamna şi aproape niciodată vara, cînd umiditatea generală a solului este mult mai redusă. Ea poate reprezenta — după observaţiile existente — pînă la 15% din totalul cantităţii precipitaţiilor lichide sau stratului de zăpadă acumulat. Prin asemenea reducere a cantităţii apelor scurse la suprafaţă se diminuează implicit şi eroziunea solului.

În ceea ce priveşte *rezistenţa solurilor la eroziune,* diferiţi cercetători au căutat să ajungă la stabilirea unui indice din corelarea diferitelor caracteristici ale acestora. Observaţiile directe şi experimentale au arătat că această rezistenţă depinde de: *gradul de dispersie* a solului (acesta fiind mai rezistent la eroziune cînd raportul dintre cantitatea particulelor de mîl şi argile trecute în suspensie în apă este mai redus), de *stabilitatea agregatelor,* care contribuie în mod direct la rezistenţa solului, de *conţinutul în argilă şi humus,* de care depinde stabilitatea hidrică a structurii, de *capacitatea pentru apă* şi de *permeabilitatea* bună a solului etc. (24).

Pe baza corelării acestor caracteristici s-a ajuns la stabilirea *indicelui de eroziune,* care este egal cu produsul dintre gradul de dispersie şi capacitatea de reţinere a apei de către sol, împărţit la indicele stabilităţii hidrice a structurii. Formula aceasta dă însă numai valori relative (comparative între soluri diferite), nu absolute.

Rolul vegetaţiei în reţinerea apei. Prin rezistenţa pe care o dă solului, învelişul vegetal natural format din pajişti şi păduri constituie o protecţie pentru el. Dacă pajiştile sau pădurile au o consistenţă normală, nefiind rărite prin tăieri neraţionale ori prin suprapăşunat, ele pot proteja chiar terenurile în pantă accentuată. Pe asemenea pante nu lipseşte o uşoară eroziune sub forma unei spălări imperceptibile, dar în aceeaşi măsură solul unor astfel de pajişti se reface prin putrezirea an de an a frunzişului şi plantelor de deasupra. Se poate spune în acest caz că există *o eroziune compensată,* care nu diminuează nici grosimea solului şi nici nu declanşează eroziunea liniară.

Prin ce contribuie învelişul vegetal la stăvilirea proceselor de eroziune? Mai întîi ploaia, necăzînd direct pe sol, nu exercită o acţiune distructivă asupra agregatelor acestuia şi nici nu astupă micile găuri şi interstiţii care asigură infiltrarea apei în sol. Întîrziind pe frunze şi ramuri (de unde o parte se evaporă), întîrziind de asemenea în curgerea pe sol unde este stînjenită de iarbă, de litieră sau de lăstărişul pădurii, apa îşi reduce considerabil viteza de scurgere şi deci de

eroziune. O parte din apa provenită din precipitații este sustrasă de plante, micșorînd astfel debitul scurgerii. În sfîrșit, sistemul radicular al plantelor constituie o adevărată armătură a solului, care-i mărește rezistența. Dacă aceasta este în linii mari rolul vegetației naturale, se constată totuși unele deosebiri în această privință între pajiști și păduri.

Pajiștile prezintă toate caracteristicile arătate mai sus. Covorul erbaceu reține o cantitate însemnată din apa ploilor. La ploi mici această reținere poate reprezenta 75—90% din totalul apei căzute. În măsura însă în care ploaia se prelungește, apa se prelinge mai cu înlesnire pe frunzele și tulpinile ude, astfel că reținerea apei se micșorează procentual [1]. La aceasta se adaugă o anumită cantitate de apă preluată de ierburi pentru îndeplinirea funcțiunilor biologice și redată apoi atmosferei prin transpirație. Chiar și ierburile de stepă aridă adaptate la regimul de uscăciune accentuată, de felul grupării păiuș—năgară sau săricică—pelin, consumă în perioada de vegetație 70—155 mm de apă din precipitații, în timp ce ierburile pajiștilor obișnuite (mezofile) consumă între 410 și 640 mm de apă (182). Prin acest ridicat procent de apă preluată de vegetație din precipitații, se micșorează considerabil scurgerea superficială și ca urmare și eroziunea. Pe de altă parte, sistemul radicular al ierburilor constituie o armătură ce mărește rezistența solului.

Cercetările de teren au arătat că totalitatea rădăcinilor unei singure plante ierboase cum este secara ajunge la lungimea impresionantă de 64 km fără a socoti și perii absorbanți. În ceea ce privește adîncimea pînă la care pătrund în mod obișnuit rădăcinile plantelor ierboase în pămînt, ea este de asemenea surprinzătoare. Cele ale grîului de primăvară ating 2 m, ale florii-soarelui 2,75 m, ale pălămidei (buruiană înaltă doar de 1—1,5 m) ating 6 m adîncime, ale lucernei tinere aceeași adîncime, iar la 6 ani chiar pînă la 18 m adîncime (210).

În felul acesta o pășune compactă, formată din ierburi generatoare de țelină, cu un sistem radicular puternic dezvoltat, apără terenul de eroziune în foarte bune condiții. După cercetările făcute, într-o astfel de țelină o pierdere de 17 cm din stratul de sol se poate produce numai în 18—30 de mii de ani, în vreme ce o pierdere de sol de aceeași grosime într-un teren arabil se produce doar în 48—50 de ani (6).

Pădurile prezintă un rol și mai important și în același timp și mai complex în reținerea apelor și frînarea eroziunii. Acesta poate fi urmărit sub mai multe aspecte: reținerea apei pe coronamentul arborilor, reținerea pentru îndeplinirea funcțiunilor biologice ale arborilor, modificările aduse în evaporație ca proces fizic (independent de transpirație etc.).

Reținerea apei din precipitații de către coronamentul arborilor este cu mult mai mare decît a pajiștilor. Faptul se explică prin suprafața mult mai întinsă ce ocupă frunzele arborilor și prin mulțimea planurilor pe care ele stau suprapuse. La aceasta se mai adaugă ramurile și tulpinile cu scoarță zgrunțuroasă, precum și litiera. Dar chiar și în păduri reținerea precipitațiilor de către coro-

[1] Din cercetările efectuate, s-a constatat că la o ploaie mai mică de 1 mm covorul vegetal a reținut 75—94% din cantitatea de precipitații căzute; la ploi de 5—7 mm retenția scade la 26—45%, pentru ca la ploi mari, de 13—18 mm, retenția să scadă la 12—14% (207).

namente se diferenţiază după consistenţa pădurii şi după speciile care o compun. Cercetările întreprinse au arătat că molidişurile pure de vîrstă mijlocie, de consistenţă plină, reţin în medie 37% din cantitatea anuală de precipitaţii, în vreme ce stejăretele de vîrstă şi consistenţă egală reţin doar 22%, pinetele doar 13—15%, iar mestecănişurile datorită frunzişului rar şi mai puţin, 9%. Această cantitate variază şi după anotimp, iarna reducîndu-se chiar la răşinoasele care-şi păstrează frunzele cam la jumătate, iar la foioase şi mai mult. Ca şi la vegetaţia de pajişti, proporţia de reţinere a apelor de precipitaţii este aproape totală la ploile scurte şi mai redusă la cele prelungite. Apa reţinută de coronamente sau de pajişti se evaporă în cea mai mare parte.

O mare cantitate din apa de precipitaţii ajunsă la sol este consumată de vegetaţie pentru funcţiunile biologice ale acesteia. Extrasă din pămînt prin sistemul radicular, datorită forţei de absorbţie şi altora, ea este purtată pînă la ramuri şi frunze, de unde este redată atmosferei prin transpiraţie. Se înţelege că există o mare diferenţă sub acest raport între absorbţia pădurii şi cea a pajiştii, întrucît şi trebuinţele cantitative de apă sînt foarte diferite. În genere *transpiraţia*, adică redarea în atmosferă a apei extrase din pămînt, este cu mult mai mare decît evaporarea fizică. Cercetările întreprinse arată că absorbţia-transpiraţia într-o dumbravă de arţar şi tei a atins în medie 360 mm în perioada de vegetaţie (iunie-septembrie), în vreme ce evaporarea fizică nu a însumat în aceeaşi perioadă decît 86 mm, adică de 4 ori mai puţin (207). Dar absorbţia variază şi ea după specie, fiind mai mare la larice (252 mm), fag (245 mm), molid (222 mm) şi brad (214 mm), mai scăzută la stejar (184 mm) şi mai redusă încă la pin (107 mm), precum şi după consistenţa pădurii, scăzînd la trei sferturi din cifrele de mai sus la consistenţă mică (0,4).

O caracteristică de mare însemnătate prin care se poate explica rolul pădurii în stăvilirea scurgerilor, şi ca urmare a eroziunii, rezultă din compararea absorbţiei în pădure şi în cîmp deschis pe anotimpuri. S-a observat că, dacă iarna şi în prima parte a primăverii absorbţia este aproape egală în pădure şi în cîmp deschis, de la sfîrşitul primăverii şi în cursul verii pădurea acumulează o cantitate cu mult mai mare de apă decît terenurile neîmpădurite (fîneţe, culturi agricole, pîrloage etc.). Rezultă că spre sfîrşitul verii rezerva de apă din terenurile de sub pădure devine mai mică decît în cîmpul liber. În felul acesta tocmai în perioada căderii celor mai multe şi mai mari ploi torenţiale terenurile din pădure oferă o mai mare capacitate de reţinere a apei decît cele din cîmpul liber, potolind astfel efectele dăunătoare ale acestora. Aşa se explică de ce scurgerea de suprafaţă este cu mult mai redusă în pădure de cît în terenurile neîmpădurite (fig. 133).

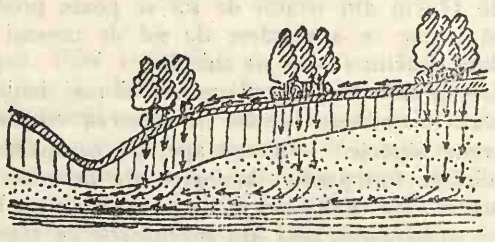


Fig. 133. — Rolul plantaţiilor forestiere în transformarea scurgerilor de suprafaţă în ape de infiltraţie (parţial după M. Moţoc).

În afara procesului fiziologic de transpiraţie, trebuie adăugată şi *evaporarea* fizică a apei rămase fie pe coronamentul şi ramurile arborilor în urma ploii, fie direct pe sol. În legătură cu procesele de eroziune ne interesează îndeosebi cea

de-a doua. Întrucît intensitatea evaporaţiei stă în raport direct cu temperatura şi viteza vîntului şi în raport invers cu umiditatea relativă a aerului, se explică de ce aceasta creşte treptat pînă în luna iunie şi atinge minima iarna. Dar, ceea ce e foarte important pentru problema ce urmărim, în cadrul acestei variaţii, întotdeauna evaporarea în cîmp liber este cu mult mai mare decît în pădure, unde frunzişul o micşorează cam la jumătate. Astfel, înregistrările din iunie, luna de maximă evaporaţie, au arătat în cîmp deschis 48 mm, în pădurea de molid şi pin 23 mm, iar în cea de fag 18 mm. În genere, evaporarea din sol se face pe seama apei pelicular suspendată, care nu cedează decît o parte din rezerva de apă ce cuprinde, după care evaporarea devine foarte mică. În situaţia apelor subterane de mică adîncime, evaporarea antrenează prin ascensiune capilară chiar şi apa freatică.

Ca urmare a marilor cantităţi de vapori restituite de pădure în atmosferă prin transpiraţie şi evaporare, deasupra acestora se formează un climat local specific mai umed, datorită căruia se pare că pădurile primesc o cantitate mai mare de precipitaţii atmosferice decît terenurile neîmpădurite din jur. În urma studiilor efectuate s-a ajuns la concluzia că deasupra pădurii cad din mai pînă în septembrie cu circa 12% mai multe precipitaţii atmosferice decît deasupra cîmpului deschis din jur. Pentru explicarea acestei diferenţieri se menţionează în primul rînd umiditatea mărită, temperatura aerului mai scăzută deasupra pădurii şi *turbulenţa,* adică mişcarea aerului în mici vîrtejuri determinate de faptul că curenţii atmosferici întîmpină o rezistenţă în topoclimatul pădurii, pe care o înconjură pe de margine şi pe deasupra, ceea ce duce la o condensare suplimentară a vaporilor de apă şi la o redistribuire a precipitaţiilor în folosul pădurii (182).

Pădurile acumulează un surplus de umiditate şi prin *ploile orizontale* (rezultatul condensării vaporilor de apă pe coronamente şi ramuri), care pot întruni pe alocuri o cantitate mai mare de precipitaţii căzute pe sol decît cea a ploilor obişnuite. De asemenea pădurile, şi mai cu seamă cele ce-şi pierd frunzişul în timpul iernii, reţin mai multă zăpadă decît locurile deschise, de unde zăpada este lesne spulberată de vînt şi adunată prin văi şi ogaşe. Datorită acestei particularităţi, primăvara, prin topirea zăpezilor, solul pădurilor acumulează o mai mare cantitate de umezeală, la care contribuie şi faptul că în pădure topirea zăpezii se produce mai lent.

Această cantitate, sporită de umezeala pe care o primeşte pădurea, se împarte — prin însăşi natura ei — aproape exclusiv între evaporare şi infiltrare, micşorînd la minimum scurgerile superficiale. Pe coronamente ploaia este expusă ca pe nişte pînze înşirate pe nenumărate planuri la uscat, evaporarea fiind considerabilă. Ce mai ajunge la sol întîrzie pe frunzarul litierei sau se infiltrează, fiind în parte captată de rădăcini prin absorbţie, ori alimentează pînza freatică. De pe urma acestui complex bilanţ hidrologic scurgerea pe sol este redusă în pădure la proporţii neînsemnate faţă de locurile deschise, iar ca urmare eroziunea este în mod obişnuit exclusă în pădurea de consistenţă plină.

Se constată astfel că circuitul apei în sol este mai activ şi mai complex în pădure decît în afara pădurii. Prin răspîndirea mai uniformă a rădăcinilor pînă la adîncimi destul de mari sub pădure decît sub covorul ierbos, se înregistrează diferenţe în privinţa umidităţii solului şi subsolului la cele două formaţii vegetale. Cercetările mai vechi asupra umidităţii solului sub pădure şi în cîmp deschis au dovedit că în perioada de vegetaţie şi mai ales spre sfîrşitul ei (adică

la începutul toamnei), cam 1 m de la suprafață în adîncime solul se menține obișnuit mai umed în pădure decît în cîmp deschis, pentru ca la adîncimi mai mari, dimpotrivă, solul și subsolul de sub pădure să devină treptat mai uscate decît sub terenurile agricole sau sub pajiștile din vecinătate.

Astfel, dacă pînă la 1 m adîncime s-a înregistrat umiditatea solului de 15% sub pădure, de 10,7% sub solul cultivat agricol și numai de 5,9% sub țelină, la adîncimea de 2,5 m umezeala se egalează, pentru ca la adîncimi mai mari de 10 m să se înregistreze 18,1% sub terenurile cultivate agricol, 17,6% sub țelină și 13,1% sub pădure (cf. 207).

Pe baza acestor constatări s-a pus problema dacă extinderea pădurilor în zonele de stepă ar duce la accentuarea uscăciunii terenurilor. Cercetările întreprinse în legătură cu acest fenomen în stepe diferite au arătat, dimpotrivă, o influență pozitivă asupra regimului hidric și în același timp o sporire a producției agricole în porțiunile învecinate pădurii.

Uscarea mai accentuată a pămîntului sub pădure și pe alocuri chiar coborîrea nivelului freatic sub arealul ei se explică astfel prin procesele ample de reținere a apei de care am făcut mențiune (și în primul rînd cele de absorbție ce acționează pînă la adîncimi mult mai mari decît în locurile cu vegetație ierboasă, în proporții mai accentuate și într-o perioadă mai îndelungată). Și tot prin aceasta se explică de ce, după defrișarea pădurii pe terenurile lipsite de pantă — și îndeosebi în condițiile apelor freatice apropiate de suprafață —, se ajunge lesne la înmlăștinire, iar la cele în pantă dezechilibrul acumulărilor de umiditate subterană duce la alunecări de mari proporții, cum s-a petrecut în valea Novățului din bazinul Vișăului acum cîțiva ani, sau la scurgeri de gloduri, cum s-a produs mai peste tot în Vrancea sau prin bazinul mijlociu al Buzăului.

Vegetația cultivată, care s-a extins pe seama pajiștilor naturale sau a pădurii, aducînd schimbări fundamentale în procesele de umezire a solului și de modificare a rezistenței lui față de scurgerile superficiale, întrucît reprezintă o rupere a echilibrului natural, poate cădea lesne pradă eroziunii în cazul unei agriculturi neraționale, avînd ca urmare distrugerea sau îndepărtarea totală a stratului de sol. Iată pentru ce, în aplicarea măsurilor unei agrotehnici superioare, se urmărește, în afara arăturilor pe curbele de nivel și a plantării perdelelor antierozionale, și introducerea în asolament a culturilor care protejează bine solul. Între acestea se consideră leguminoasele de felul trifoiului, lucernei etc., cunoscute prin adîncimea mare și răsfirarea puternică a sistemelor radiculare. Într-o măsură mai mică protejează solurile gramineele anuale de felul ierbii de Sudan ș.a. În aceeași categorie intră cerealele de toamnă. Culturile care nu asigură protecția solului în cel mai înalt grad sînt prășitoarele (porumbul, floarea-soarelui, sfecla de zahăr etc.), datorită răscolirii continue a solului și în același timp a răririi continue a plantelor spontane. Sub acest raport se constată ca dăunător și ogorul negru care rămîne descoperit și afînat, căzînd lesne pradă eroziunii printr-o dislocare accentuată de particule de sol și prin transportul masiv al materialului fin neagregat. Plantațiile de pomi și vii, ale căror soluri se lucrează printre rînduri, sînt de asemenea expuse la eroziune (la vii îndeosebi datorită lucrărilor specifice de îngropat și dezgropat, sapă mare,

prașile etc.). În cazul în care aceste culturi se fac în terase cu taluze înierbate sau zidite, se asigură o deosebit de bună stabilitate a solului (18).

În concluzie, formațiile vegetale naturale protejează terenurile împotriva acțiunii proceselor de eroziune, astfel că acestea se desfășoară într-un ritm atît de lent, încît sînt imperceptibile. Doar în albiile rîurilor eroziunea decurge mai rapid și uneori vizibil chiar în ținuturile în care complexele biogeocenotice s-au păstrat intacte ; pe pante și în văile cu ape temporare, desfășurarea acesteia este atît de lentă, încît nu se imprimă în peisaj elemente care s-o trădeze. Pînă și pe versanții puternic înclinați, pădurea — și pe alocuri chiar și pajiștea deasă — face ca debitul de șiroire să lipsească în genere și, chiar dacă el ia naștere în timpul viiturilor excepționale, nu este în stare să provoace eroziunea unui sol atît de bine protejat.

Infiltrația apelor de precipitații. Aceasta constituie un alt factor ce limitează scurgerile de suprafață. Ea reprezintă unul din modurile de circulație a apei în pămînt și se manifestă pe verticală de sus în jos, în forme diferite după granulația formațiunii (sol, depozit de cuvertură sau rocă) ce străbate. În formațiunile microgranulare precumpănește infiltrația peliculară și capilară, pe cînd în cele macrogranulare cu interstiții largi precumpănește infiltrația gravitațională. Diferențierea aceasta are o mare însemnătate, întrucît de ea depinde proporția infiltrării.

În primul caz posibilitățile de pătrundere a apei sînt mai reduse, deoarece prin interstițiile fine și porii rocilor sau ai solurilor se manifestă din plin cele două forțe moleculare care se opun gravitației, reținînd apa sub formă peliculară sau capilară mai strîns legată de rocă. Cu cît granulația și deci și interstițiile sînt mai fine, cu atît influența forțelor moleculare este mai mare, întrucît acestea au o mai mare suprafață de manifestare. Se dă în această privință un exemplu sugestiv. În 0,3 m^3 de rocă alcătuită din particule cu diametrul de 1 mm, suprafața totală a pereților interstițiilor însumează peste 90 m^2 ; dar, dacă în același volum de rocă particulele alcătuitoare au doar un diametru de 0,001 mm, suprafața totală a pereților interstițiilor ajunge la peste 9 ha (43). Forța moleculară atinge în acest caz limite atît de mari încît mobilizează o bună parte din apă sub formă peliculară și capilară, pe care o leagă astfel mai intim de rocă. Acesta este cazul rocilor și în genere al formațiilor foarte puțin permeabile, ca argilele, marnele, mîlurile fine. Chiar în loess, granulația fină face să predomine infiltrația peliculară și capilară în detrimentul celei gravitaționale.

În formațiile macrogranulare de felul galeților, prundișurilor sau nisipurilor cu mari spații între particule, apa trece ușor în virtutea gravitației, care depășește cu mult forțele de atracție moleculară, coborînd relativ repede pînă la un orizont impermeabil unde se acumulează, putînd abia acolo să fie antrenată într-o circulație laterală.

O asemenea limitare a infiltrației în jos, se poate datora nu numai ivirii unui orizont de rocă impermeabilă, dar chiar întîlnirii unei roci cu permeabilitate mai redusă decît a depozitului de deasupra. De exemplu, în depunerile aluviale cu strate de granulații diferite (nisipuri-pietrișuri peste mîluri fine) sau în unele depozite glaciare din Cîmpia Nord-Europeană (morene peste mîluri) se realizează mici orizonturi acvifere subterane, cu toate că acestea nu au impermeabilitate

absolută. De asemenea orizontul iluvial al solurilor podzolice poate juca acelaşi rol, dînd formaţiuni acvifere subfreatice. Asemenea acumulări de ape, variabile în timp, se formează cu deosebire în anotimpul ploios, cînd infiltraţiile depăşesc limitele evaporaţiei apei din sol şi dispar apoi în perioada mai secetoasă a anului.

După saturarea orizontului de acumulare a apei subterane datorită surplusului de infiltrare, apa continuă să pătrundă lent şi mai jos, paralel cu organizarea scurgerilor laterale pe planul nivelului acvifer. Aceasta duce la organizarea pînzelor acvifere de adînc.

Dar circulaţia pe verticală a apelor subterane nu este atît de simplă. Dacă în perioada de ploi sau de topire a zăpezii, precumpăneşte coborîrea pe verticală a apelor meteorice sub formă de infiltrare, în perioadele secetoase se formează un curent invers de ridicare a umidităţii prin capilaritate. Alternarea perioadelor umede şi secetoase duce la o vehiculare în jos şi în sus a apelor şi totodată la levigarea şi acumulările de particule fine de rocă sau de substanţe solubile în anumite orizonturi, ce capătă însuşiri specifice. Întrucît mişcările acestea se diferenţiază în terenurile de sub pădure de cele de sub cîmpul liber, şi structura depunerilor de cuvertură respective se diferenţiază, dînd tipuri deosebite de soluri.

Situaţia se complică prin variaţiile de temperatură care pricinuiesc şi o circulaţie a apei sub formă de vapori. În această stare apa se deplasează întotdeauna dinspre orizonturile mai calde ale pămîntului spre orizonturile mai reci. Datorită acestui lucru, vara, chiar după încetarea infiltraţiei propriu-zise, apa continuă să coboare spre orizonturile mai reci din adînc sub formă de vapori, pe cînd în anotimpul rece circulaţia vaporilor de apă se produce invers, de la adînc spre suprafaţă, unde solul este mai rece (sau îngheţat), contribuind astfel la accentuarea umidităţii în orizonturile superioare ale solului. De asemenea înălţarea nivelului freatic în perioada de umiditate accentuată pînă la stratul de sol dă naştere la ceea ce s-au numit *ape pedofreatice*, care contribuie de asemenea la modificarea infiltraţiilor obişnuite.

Raportul dintre cantitatea maximă de ape ce poate pătrunde în soluri sau în roci, în condiţiile specifice ale acestora, a fost numită *capacitatea de infiltrare*. Ea variază astfel după loc şi timp, în raport cu o serie de factori, şi anume:

Relieful, prin indicaţiile de înclinare a pantelor, prin forma generală a versanţilor şi mai ales prin microrelieful acestora, contribuie direct la infiltrare prin prelungirea sau scurgerea contactului apei cu terenul după viteza ce imprimă scurgerii. Micile neregularităţi de pe povîrnişuri, de felul hîrtoapelor sau al contrapantelor în dreptul lentilelor de alunecare ori al ţiglăilor, duc la o extremă variaţie cu maximă infiltrare sub porţiunile de stagnare a apelor şi cu minimă infiltrare sub proeminenţele microreliefului. Această inegalitate este de cele mai multe ori cauza reactivării alunecărilor. De asemenea cele mai uşoare inflexiuni sau adîncituri de-a curmezişul versanţilor duc la concentrarea scurgerilor şi formarea şuvoaielor, care generează eroziuni de adîncime.

Caracteristicile de permeabilitate mai acentuată sau mai redusă a rocilor şi cele de textură din soluri determină într-o şi mai mare măsură variaţii de infiltrare. Terenurile argiloase cu granulaţie fină, cu conţinut mare de particule coloidale, care prin umezire îşi măresc volumul micşorînd proporţional interstiţiile rocii, prezintă la începutul ploii o mare capacitate de infiltraţie, care se reduce apoi foarte mult, pentru ca la uscare în perioada de secetă să dea naştere la

crăpături largi şi adînci, care contribuie mai departe la pătrunderea apelor în adînc în asemenea terenuri. Dar particulele fine ale solului mai îndeplinesc şi alt rol: bătătoresc şi astupă porii acestuia, formînd o crustă care se opune apoi infiltrării, pricinuind o uscare accentuată a lui. Experimentele au arătat că în condiţii similare de precipitaţii, pe pantă etc. intensitatea infiltrării a fost de 0,7 mm pe minut în solul cu crustă şi de 1,4 mm pe minut în cele în care crusta a fost distrusă prin arături de-a lungul curbei de nivel (164).

Dimpotrivă, în terenurile nisipoase, infiltrările sînt mai reduse la începutul ploii sau la ploi de scurtă durată şi se intensifică treptat la ploile de durată, micşorîndu-se prin aceasta scurgerile superficiale. Chiar tipurile genetice de sol, la condiţii egale în ce priveşte ceilalţi factori determinanţi ai infiltrării, prezintă unele diferenţieri.

Infiltraţia mai este determinată de asemenea şi de alţi factori. *Variaţiile de temperatură* o influenţează prin accentuarea fluidităţii apei la temperaturi mai ridicate, deci prin înlesnirea posibilităţilor de pătrundere a apei în roci. Vara şi cu deosebire spre sfîrşitul verii (cînd se mai adaugă şi uscarea solului), infiltrarea capătă valori maxime, iar iarna minime.

Starea orizonturilor superioare ale solului introduce variaţii după gradul de afînare al acestora, fiind mai mare în terenurile arate, mai redusă în ţeline şi încă mai redusă în solurile bătătorite prin păşunat neraţional, ceea ce contribuie la sporirea cantităţilor de ape scurse şi deci la accelerarea eroziunii.

De asemenea infiltraţia depinde în mare măsură de condiţiile de îngheţ-dezgheţ, solul îngheţat, comportîndu-se ca o rocă impermeabilă, frînează infiltrarea, de unde diferenţierile ce rezultă între infiltrările de mai mari proporţii sub pădure la topirea zăpezii — unde solul nu îngheaţă sau se dezgheaţă mai repede — decît în cîmp deschis, cum s-a arătat etc.

Determinarea infiltrării se face cu ajutorul *infiltrometrelor* construite după mai multe sisteme în raport cu modul de producere a ploii artificiale şi cu mărimea suprafeţei pe care se fac observaţiile (cf. 24). Infiltraţia se determină indirect din diferenţa dintre *aspersie* (apa răspîndită ca ploaie artificială) şi *scurgere* (care se măsoară). La aspersie este necesar a se determina (cu hîrtie de filtru) şi mărimea picăturilor (care variază de obicei între 0,5 şi 1,5 mm în diametru). Scurgerea se notează la intervale egale de timp, putîndu-se înscrie în grafic. Curba infiltraţiei — care se deduce prin calcul — prezintă la început un traseu descendent, apoi unul constant care durează pînă la încetarea ploii, după care scade repede la zero. În practică se folosesc şi *curbele de însumare* pe întreg intervalul ploii, făcîndu-se diferenţa dintre cantitatea totală a aspersiei şi totalul scurgerii măsurat în vasele curgătoare. Se obţine infiltraţia totală la intervalul de timp fixat. Procedeul este mai expeditiv, dar nu redă desfăşurarea procesului în timp.

Scurgerile de suprafaţă. Reprezintă procesul care interesează în esenţă, deoarece ele determină eroziunea. Toate observaţiile făcute în legătură cu felul precipitaţiilor, cu influenţa reliefului, cu condiţiile de rocă şi sol, cu rolul vegetaţiei în reţinerea apei şi cu infiltrările, au drept scop cunoaşterea tuturor componenţilor în care se desparte apa meteorică pînă să ajungă în situaţia de a se scurge pe suprafaţa terenurilor în pantă, cu alte cuvinte cunoaşterea compo-

nenţilor unui bilanţ destul de complex, al cărui rezultat reprezintă intensitatea scurgerilor.

Într-o formă foarte schematizată, s-a spus, că (111) volumul scurgerilor (S) este proporţional cu diferenţa dintre intensitatea aversei (înălţimea apei de ploaie adunate în unitatea de timp (i) şi viteza de infiltrare în straturile superioare ale terenului (v), adică

$$S = f(i - v).$$

De fapt însă sinteza aceasta este mult mai complexă.

Însemnătatea scurgerilor rezultă din dublul lor rol negativ : în primul rînd, cu cît ele cresc în amploare scăzînd proporţia apei reţinute de sol, cu atît se micşorează posibilităţile de hrănire a plantelor pînă la limita aridităţii (deşi este o ariditate artificială), ceea ce duce la scăderea productivităţii. În al doilea rînd, prin energia lor cinetică scurgerile reprezintă un factor distructiv al terenului, desprinzînd (rupînd) şi transportînd particule de sol şi de rocă, ceea ce are drept rezultat scăderea fertilităţii şi chiar ruinarea terenurilor în pantă, precum şi a altora din vecinătate lipsite de pantă, prin invadarea lor cu depunerile materialelor transportate. Se produc astfel împotmoliri de terenuri cultivate, de aşezări omeneşti şi căi de transport. Într-o fază înaintată de dezvoltare prin denudarea povîrnişurilor, scurgerile duc la dereglarea variaţiilor de nivel în aşa măsură, încît produc inundaţii păgubitoare, împotmoliri de terenuri etc.

Reprezentînd un bilanţ între mai multe variabile, dintre care unele cu indici pozitivi, de intensificare (cum sînt ploile torenţiale, pantele accentuate sau alungite), altele cu indici negativi, de frînare (rocile tari, învelişul protector de pădure şi de pajişte), scurgerile prezintă foarte mari variaţii după loc (de exemplu între un versant şi altul al aceleiaşi văi) şi chiar pe acelaşi loc după anotimpuri, ori de la an la an (fig. 134).

După loc, diferenţierile de scurgere se datoresc factorilor teritoriali arătaţi. Cu cît înclinarea unui teren prezintă un unghi de pantă mai accentuat, cu atît infiltrarea şi evaporarea se reduc prin scurtarea intervalului de timp în care acestea se pot produce, iar scurgerea de suprafaţă capătă intensitate mai mare. Cu cît, la acelaşi indice de pantă, un povîrniş este mai lung, cu atît curgerea devine mai accelerată şi mai amplă prin adiţiune. Acest de-al doilea caracter stă în raport invers cu permeabilitatea rocilor sau afînarea solurilor ; la o prelungire a aceleiaşi pante infiltrarea mărindu-se treptat, paralel cu aceasta micşorîndu-se scurgerea. Dar cea mai importantă acţiune de frînare a scurgerilor o exercită un înveliş vegetal continuu, de pajişte, dar mai ales de pădure. Din cele arătate în legătură cu reţinerea apei pe coronamente, cu întîrzierea ei pe litieră, cu infiltrarea mai intensă sub pădure şi cu absorbţia umidităţii prin rădăcini, s-a putut vedea că toate acestea contribuie substanţial la micşorarea scurgerilor. În afară de acestea se mai adaugă încă şi alte cauze ce duc la micşorarea scurgerilor în pădure. Astfel, îngheţul solului de sub pădure fiind mult mai redus (datorită litierei şi în parte şi coronamentului), iar dezgheţul producîndu-se chiar la începutul topirii zăpezii, infiltrările se produc normal (în contrast cu cîmpul deschis, unde sînt oprite de pătura îngheţată de dedesubt, care joacă rolul de strat impermeabil), astfel că scurgerile sub zăpadă sînt minime. De altfel şi topirea zăpezii se produce în pădure mai lent decît în cîmpul deschis. Pe de altă parte, solurile de pădure avînd tocmai în orizonturile superioare o per-

meabilitate mai mare, infiltrarea este mai abundentă. Iată pentru ce în pădure, chiar la pante accentuate, scurgerea de suprafaţă este extrem de redusă. Din aceasta rezultă şi rolul antierozional al plantaţiilor forestiere.

Dar chiar pe acelaşi loc scurgerile variază în timp. Astfel primăvara, scurgerile capătă la aceeaşi cantitate de precipitaţii valori mai mari, care se ex-

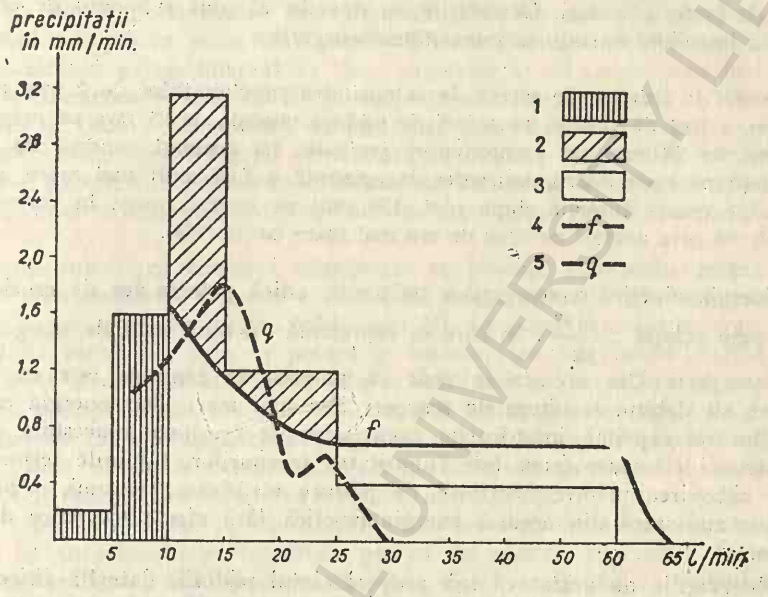


Fig. 134. — Bilanţul scurgerilor şi infiltrărilor în raport cu precipitaţiile (după M. M o ţ o c). *1*, Interceptare şi reţinere de suprafaţă 9 mm ; *2*, precipitaţii scurse ; *3*, precipitaţii infiltrate ; *4*, curba infiltraţiei ; *5*, hidrograful scurgerii.

plică prin umiditatea mai accentuată a terenurilor, prin evaporarea mai redusă, în pădurea de foioase prin lipsa coronamentului care reţine o parte de apă şi absorbţia mai redusă datorită necesităţilor limitate ale arborilor în acea perioadă etc. Proporţia scurgerilor diminuează vara şi mai cu seamă în a doua ei parte, datorită solului mai uscat, evaporaţiei mai intense etc. Vara şi cu deosebire în prima parte a acestui anotimp sînt mai frecvente ploile torenţiale, care au un rol determinant în accentuarea scurgerilor de suprafaţă. Dar dacă scurgerile variază pe acelaşi loc după anotimp, ele prezintă însemnate variaţii şi de la un an la altul în raport cu condiţiile meteorologice. De unde şi constatarea că eroziunea pe pante nu lucrează continuu ca în albiile rîurilor, ci cu întreruperi, spasmodic, şi am putea adăuga chiar, în unele cazuri (de exemplu al unor mari ploi torenţiale), prin asalt năvalnic, dar de scurtă durată.

Datorită factorilor ce intervin în reţinerea unor părţi din apele meteorice (evaporare, infiltrare, absorbţie-transpiraţie), nu întreaga cantitate de precipitaţii alimentează scurgerea. Raportul dintre cantitatea de apă căzută şi cea scursă pe sol s-a numit *coeficient de scurgere*. Numai în condiţii excepţionale (de

exemplu un teren bătătorit, lipsit de înveliş vegetal, cu pantă accentuată) coeficientul de scurgere poate atinge 100%. În schimb, există relativ frecvente situaţii în care acest coeficient poate coborî pînă la 0, de exemplu pe loc orizontal unde apele băltesc, în anumite condiţii de afînare a solului pe pante reduse, în condiţii de uscăciune accentuată a terenului, în multe situaţii în pădure etc. Între aceste situaţii extreme, coeficientul de scurgere prezintă o mare variaţie în raport cu factorii arătaţi. Cercetările au dovedit că pînă şi modul de utilizare a terenului introduce variaţii în intensitatea scurgerilor.

Astfel în mirişte de secară, la intensitatea precipitaţiilor de 2 mm pe minut, scurgerea a fost de 10 mm pe soluri de pădure cenuşii, de 25 mm pe cernoziomuri obişnuite, de 28 mm pe cernoziomuri levigate. La aceleaşi condiţii de pantă şi precipitaţii pe ogor negru, scurgerea înregistrată a fost mult mai mare, şi anume 54 mm pe crusta întărită după ploi, 136 mm pe ogorul negru în care crusta a fost distrusă prin arături pe linia de cea mai mare pantă (164).

Energia cinetică a scurgerilor pe pante, adică puterea lor de eroziune, este redată prin relaţia $\frac{mv^2}{2}$, în care m reprezintă debitul apei de scurgere, iar v viteza scurgerii. Din aceasta se vede că puterea de eroziune este cu atît mai mare, cu cît debitul şi viteza de scurgere sînt mai mari. Dar energia cinetică a scurgerilor nu exprimă întotdeauna capacitatea de eroziune a acestora, deoarece pot interveni elemente (cum este rugozitatea terenurilor, tulpinile ierburilor pajiştilor, zăbovirea printre frunzarul de pădure etc.) care consumă o parte mai mare sau mai mică din această energie cinetică fără efecte mecanice directe în eroziune.

Observaţiile au arătat că sub acoperămîntul pădurii, datorită *litierei,* chiar la pante de 22° nu se înregistrează spălarea solului. Influenţa pe care o exercită frunzarul uscat asupra micşorării scurgerii este considerabilă. Îndepărtînd acest aşternut, scurgerea s-a mărit cu 60-90% (21). Frunzarul — şi cu deosebire cel din pădurile de foioase — are o mare putere de reţinere a apei. Vara, de exemplu, poate reţine de 4-5 ori mai multă apă decît propria-i greutate, ceea ce contribuie la o drenare lentă a apei şi la o mai mare infiltrare a ei. Iată cum se explică în parte anihilarea energiei cinetice a scurgerilor în pădure.

Din punct de vedere hidrologic, în raport cu scurgerea apelor de suprafaţă există următoarea împărţire, care are o deosebită importanţă în raport cu modul de manifestare a eroziunii : *scurgerea elementară* este scurgerea în suprafaţă ca o pînză continuă, dar temporară, care acoperă în genere întinderi restrînse pe versanţi uniform înclinaţi şi netezi ; aceasta dă naştere la spălarea solului. *Scurgerea concentrată* prezintă întreruperi datorită unor neregularităţi chiar mici ale terenului, unor inflexiuni ale acestuia etc., adunîndu-se în şuviţe mai mărunte sau mai mari (şuvoaie), deci cu scurgere liniară, tot temporară însă ; aceasta dă naştere la eroziunea de adîncime şi caracterizează suprafeţe mai întinse, ca de exemplu mici bazine hidrografice. Datorită acestui caracter se mai obişnuieşte a i se spune şi *scurgere locală.* A treia categorie o formează *scurgerea de rîu,* care se produce în albiile reţelei hidrografice permanente şi caracterizează astfel bazinele hidrografice mari (24).

Măsurarea scurgerilor de suprafață se diferențiază astfel în raport cu categoriile de mai sus. Pentru măsurarea scurgerilor elementare, ale căror rezultate sînt necesare în acțiunea practică antierozională, se colectează apa scursă pe un teritoriu limitat, într-o succesiune de intervale de timp. Cantitatea totală (sau volumul total în m³) care poate însuma o singură ploaie, sau mai multe ploi pe interval de o lună, de un anotimp etc., poate să ne dea, prin raportarea acesteia la suprafața terenului experimental, grosimea stratului de apă scursă. Cu ajutorul acestuia se poate stabili *debitul momentan* sau *debitul mediu* pe întreaga ploaie sau pe un interval de timp exprimat în m³ pe oră sau litri pe secundă. De asemenea se pot stabili modul scurgerii sau cantitatea de apă scursă în unitatea de timp și pe unitatea de suprafață (exprimat în l/s/ha).

Pentru măsurarea scurgerii elementare se folosesc mai multe instalații care delimitează parcelele experimentale, bazine de decantare în care se adună materialul pămîntos transportat prin spălare și rezervoare pentru acumularea apei scurse.

Pentru calcularea scurgerii elementare se folosesc mai multe metode, între care mai recomandabilă este cea a calculării scurgerii totale (s) după curbele de însumare a precipitațiilor (P) și infiltrației (I). În raport cu aceasta: $s = P - F$, admițînd că pierderile prin evaporare și interceptare sînt foarte reduse la un interval scurt al observației. Pentru aflarea debitului maxim se iau ca bază curba intensității precipitațiilor și aceea a intensității infiltrației în raport cu condițiile de sol studiate (24). Se calculează în special debitul maxim la ploile torențiale și chiar la ploile torențiale excepționale pentru stabilirea prevederilor lucrărilor ce urmează a se executa în combaterea eroziunii în suprafață.

În raport cu scurgerea concentrată sînt necesare de asemenea cercetări în legătură cu caracteristicile viiturilor, pentru că acestea reprezintă factorul dinamic de care depind atît eroziunea în albie, cît și transportul și acumularea materialelor purtate. În perioadele dintre ploile torențiale, activitatea de eroziune este de fapt suspendată, putîndu-se produce doar surpări de maluri sau alte procese anexe, gravitaționale. În genere, debitul specific al scurgerilor concentrate (de exemplu șuvoiul dintr-o ravenă) este proporțional, cu mult mai mare decît al rîurilor permanente colectoare. În lucrarea sa asupra eroziunii solului M. Moțoc (353) dă un exemplu caracteristic din țara noastră: debitul specific înregistrat în albia torentului Cerbiceni (regiunea Galați) a fost de 14 m³/s/km², în vreme ce în valea colectoare Chineja cel mai mare debit specific înregistrat a fost doar de 0,6 m³/s/km², iar la un rîu mare din sud-estul Moldovei, ca Bîrladul, debitul specific maxim a fost doar de 0,1 m³/s/km². Aceasta se datorește faptului că la bazinele torențiale mici de cele mai multe ori întregul lor perimetru este cuprins în arealul unei ploi torențiale.

Trebuie să subliniem de asemenea ca o caracteristică faptul că la scurgerile concentrate debitele maxime se înregistrează aproape exclusiv cu prilejul ploilor torențiale, în vreme ce la rîurile cu scurgere permanentă aceasta se înregistrează fie la topirea zăpezilor, fie la ploi îndelungate. Pentru stăvilirea forței de eroziune a scurgerilor concentrate temporare (torențiale), lucrările ce se execută cer cu necesitate stabilirea *hidrografului viiturii*, în raport cu care se dimensionează acele lucrări. Aceasta reprezintă succesiunea debitelor de apă scurse într-un bazin torențial (sau în genere într-un bazin hidrografic) pe toată durata viiturii. Curba care înscrie această succesiune de momente prezintă un urcuș, un maxim și o ra-

mură descendentă. Forma curbei se apropie de aceea a categoriei respective a ploii torenţiale atunci cînd întreg bazinul este cuprins în aria unei ploi torenţiale şi capătă un traseu diferit atunci cînd numai unele dintre micile bazine secundare au intrat în acel perimetru, însumarea tuturor aducînd atenuarea vîrfului sau deplasarea lui.

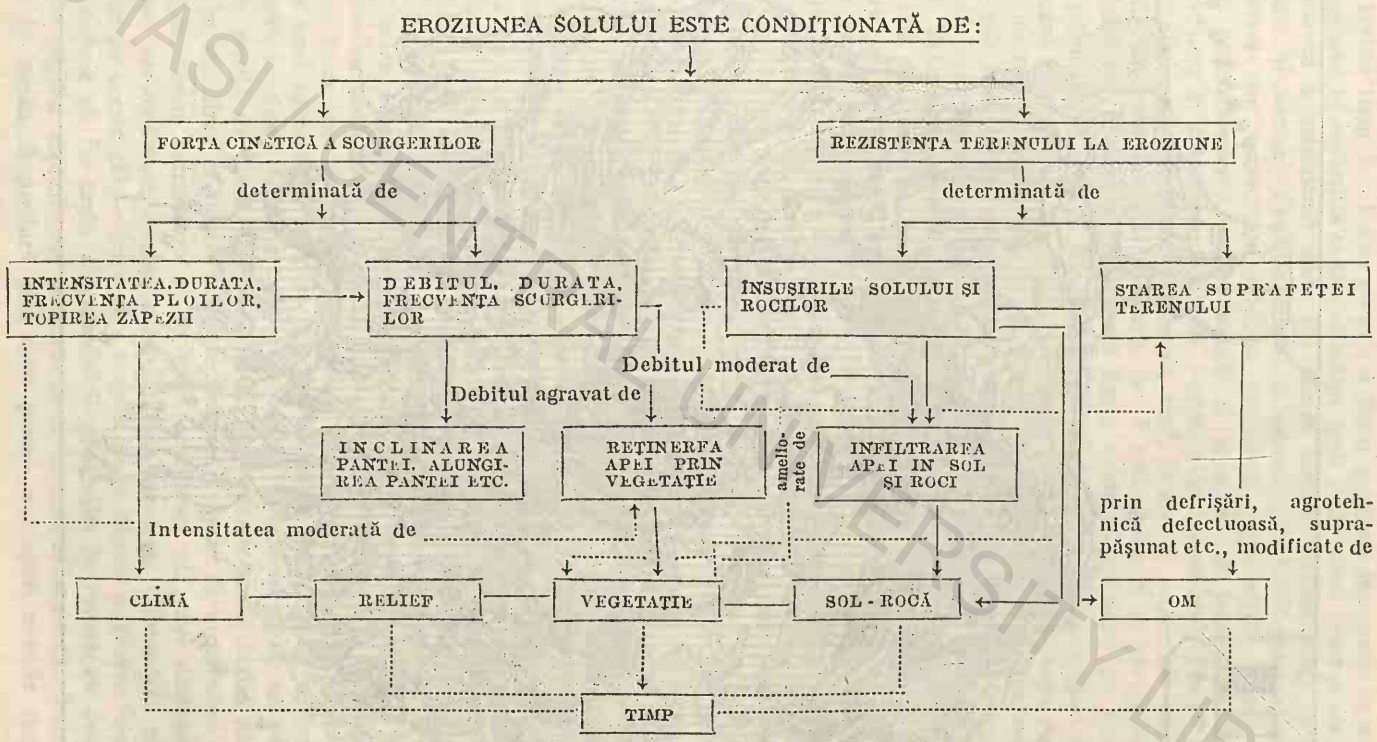
Eroziunea, rezultat complex de factori. Eroziunea apelor curgătoare, cea mai complexă dintre acţiunile de modelare a scoarţei terestre şi în acelaşi timp cea mai dinamică pe o bună parte a suprafeţei pămîntului, este determinată — aşa cum s-a arătat — de interacţiunea unei întregi serii de factori naturali, între care elementul motor îl reprezintă precipitaţiile atmosferice. În ele rezidă o parte din uriaşa energie a radiaţiilor solare, care determină între altele neîntreruptul circuit al apei pe pămînt. Toate celelalte elemente ale naturii cuprinse în această complexă interacţiune de pe urma căreia rezultă eroziunea sînt în genere factori inerţi, care nu propulsează direct, ci doar amplifică forţa cinetică a apei în scurgere (de exemplu panta) sau o frînează, i se opun (de exemplu rezistenţa terenului, învelişul vegetal ş.a.).

Energia pe care o conţin precipitaţiile atmosferice se împarte în două : în energia cinetică a precipitaţiilor şi energia lor potenţială. Prima se consumă sub forma forţei de lovire a picăturilor de ploaie, care au un rol direct în distrugerea agregatelor de la suprafaţa solului, a doua ia forma energiei cinetice a scurgerilor pe pante, a scurgerilor în albii, cu rol mult mai însemnat în desprinderea şi transportul părţilor de rocă rupte în drumul ei (163).

În ceea ce priveşte condiţionarea reciprocă dintre elementul dinamic, forţa distructivă a apei pe pante, şi cel pasiv, al rezistenţei terenului la eroziune, C. Chiriţă a întocmit o schemă care reprezintă sinteza întregului complex de procese care determină eroziunea (schema alăturată). În raport cu această schemă *energia cinetică a scurgerilor* este determinată în primul rînd de intensitatea şi durata precipitaţiilor, care iau forme de maximă dezlănţuire prin ploile torenţiale, precum şi prin frecvenţa acestora, prin modul de topire a zăpezii (cu cea mai mare activitate de eroziune pe sol îngheţat în adînc). Pe de altă parte, energia cinetică a scurgerilor se manifestă ca forţă distructivă în raport cu debitul, durata şi frecvenţa scurgerilor pe pantă. Între acestea, debitul şi durata scurgerilor pot fi agravate datorită unor elemente de relief, ca de exemplu înclinarea mai mare a pantei, alungirea versanţilor etc., şi pot fi potolite, frînate, datorită pe de o parte covorului vegetal, ce reţine o parte din apele de scurgere şi încetineşte mersul părţii care mai rămîne, pe de altă parte datorită stării suprafeţei terenului şi infiltrării apelor în sol şi roci. Aşadar, forţa activă a scurgerilor pe pante este rezultatul intercondiţionării în proporţii variabile a unor determinanţi care ţin în ultimă analiză de climă, relief, vegetaţie şi sol-rocă.

O încercare de a stabili potenţialul la eroziune al diferitelor regiuni ale ţării noastre s-a făcut în 1960 (23). S-au luat ca bază : frecvenţa ploilor torenţiale, caracteristicile litologice ale terenurilor, energia de relief, gradul de fragmentare, modul de folosinţă a pămîntului. Harta realizată arată că regiunile cele mai expuse la eroziune sînt : zona subcarpatică aproape în întregime şi regiunile deluroase înalte din Moldova centrală şi nordică, Podişul Transilvaniei, Podişul Getic etc. (fig. 135).

Schema eroziunii în raport cu scurgerea și rezistența terenurilor*



EROZIUNEA = f (Climă, relief, vegetație, sol — om, rocă, timp).

* Schemă inedită întocmită de C. Chiriță.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

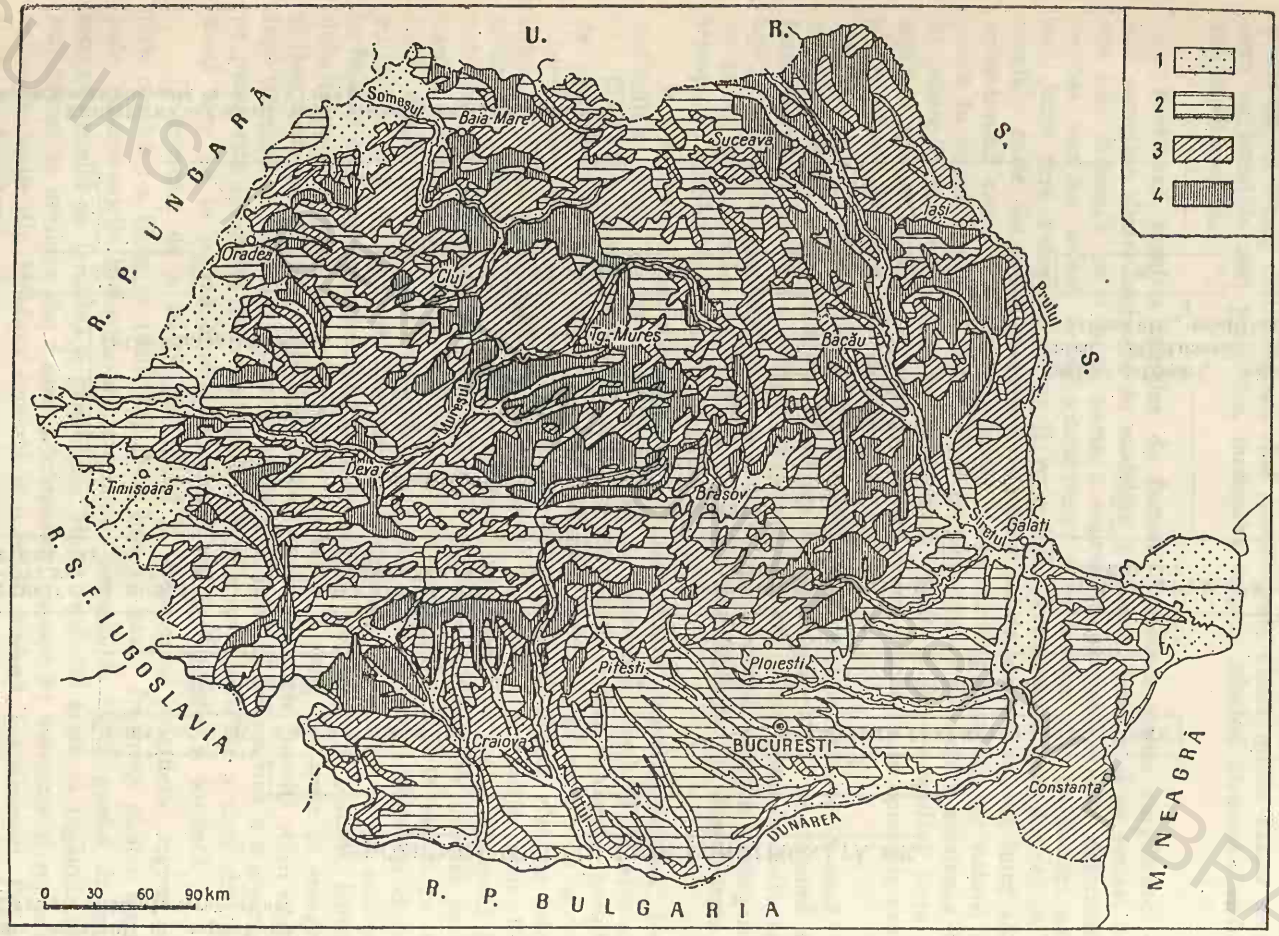


Fig. 135. — Harta potențialului de eroziune (după H. Grumăzescu și Cornelia Stănescu). Zone de: *1*, acumulare; *2*, eroziune slabă; *3*, eroziune moderată *4*, eroziune puternică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În acelaşi timp F. Fournier a făcut o primă încercare de stabilire a vitezei eroziunii în repartiţia ei teritorială pe glob (175). Dată fiind scara la care a lucrat, autorul a selecţionat doar doi dintre factorii determinanţi în procesele de eroziune, şi anume : tipul de climat şi energia reliefului. Între climate, cele mai agresive sînt considerate cele cu precipitaţii concentrate într-o perioadă scurtă cu ploi abundente, subecuatoriale şi musonice în primul rînd (la care noi am adăuga şi cele subtropicale şi continentale accentuate). Pentru stabilirea acestei corelaţii, autorul foloseşte formula p^2/P, în care p reprezintă cantitatea de precipitaţii din luna cea mai ploioasă, iar P totalul anual al precipitaţiilor. Pe această bază s-a realizat o interesantă hartă a vitezei eroziunii pe glob.

Forţele care se opun şi frînează dezlănţuirea distructivă a apelor curgătoare se însumează în rezistenţa terenului la eroziune. În raport cu întreaga serie a varietăţilor de roci şi formaţiuni de cuvertură (inclusiv soluri), cu diferenţierile de structură sub care acestea se prezintă, rezultă o mare varietate de comportare a lor faţă de forţa agresivă a agentului modelator şi o complexă varietate de forme de relief. Rezistenţa terenului la acţiunea de eroziune a scurgerilor depinde în primul rînd de însuşirile solului şi rocilor (permeabilitate, coerenţă, granulaţie etc.), care pe de o parte pot asigura o infiltrare mai mare a apelor ce se scurg pe pante, reducînd astfel direct o parte din forţa lor distructivă, iar pe de altă parte pot întîrzia viteza de scurgere prin starea suprafeţei terenului (de exemplu o textură bună a solului sau rugozitatea rocilor la suprafaţă). Indirect, şi vegetaţia sub forma unor pajişti continue sau păduri de consistenţă plină contribuie la mărirea rezistenţei terenurilor, prin micşorarea vitezei de scurgere, prin reglementarea infiltraţiei şi prin reţinerea apei necesare vieţii. Dar toate aceste elemente ale naturii şi cu deosebire starea suprafeţei solurilor şi haina vegetală pot fi modificate în mare măsură prin intervenţia omului, slăbind astfel direct sau indirect rezistenţa terenului la eroziune. Acest din urmă factor, omul, prin acţiunile lui de folosire neraţională şi în unele locuri chiar prădalnică a teritoriului, a ajuns să se transforme într-un agent distructiv în modelarea terestră, dînd forme proprii denumite chiar *eroziune antropică* sau *accelerată*.

Iată deci că la complexul factorilor naturali (climă, relief, vegetaţie, sol şi rocă) trebuie adăugat ca un factor decisiv în dezlănţuirea sau frînarea eroziunii şi omul. Dar intervenţia acestuia din urmă poate lua o dublă formă : faţă de folosirea neraţională a terenului, cu ruperea echilibrului natural şi dezlănţuirea pe scară mare a eroziunii, folosirea pe baze ştiinţifice a terenurilor (prin cruţarea pădurilor unde condiţiile locale le arată a fi necesare, prin organizarea teritoriului pe baza unei profunde cunoaşteri a complexelor locale şi prin aplicarea măsurilor unei agrotehnici înaintate), poate să reducă la proporţii normale, lente, desfăşurarea eroziunii. Căci nu trebuie să se uite că eroziunea este un proces inevitabil în zonele de climă umedă şi ar fi să se nesocotească legile naturii urmărindu-se stăvilirea ei totală. Ceea ce trebuie şi poate să urmărească amelioratorul este numai îndrumarea ei pe căile echilibrate ale unei desfăşurări normale lente, nedăunătoare. Scopul ştiinţelor care urmăresc îndrumarea organizării teritoriului pe aceste căi — între care trebuie să se situeze şi geomorfologia aplicată — trebuie să fie acela al organizării producţiei în raport cu desfăşurarea normală a legilor naturii, nu punerea de-a curmezişul acestora. Numai astfel pămîntul va putea să producă mai mult pentru a acoperi nevoile crescînde în

produse ale solului, în vederea asigurării unui nivel de trai tot mai ridicat locuitorilor săi.

În raport cu cele trei moduri în care se manifestă scurgerea apei pe pante, rezultă trei moduri în care lucrează aceasta : pluviodenudația și eroziunea de suprafață, eroziunea prin șiroire și torenți, ambele cu caracter temporar, și eroziunea apelor curgătoare permanente. Tratarea proceselor de eroziune se face pe aceste grupe mari.

2. PLUVIODENUDAȚIA ȘI EROZIUNEA DE SUPRAFAȚĂ

Deși reunim în acest subcapitol pluviodenudația și eroziunea de suprafață, aceste două procese nu trebuie să se confunde. Ambele sînt generate de acțiunea ploii, dar, în vreme ce prima se datorește forței rezultate din lovirea directă a picăturilor de ploaie, cea de-a doua se datorește forței ce rezultă din scurgerea apei pe terenurile în pantă, îmbinată și cu acțiunea de înmuiere a solului sau rocii la suprafață. În natură ele se înmănunchează adesea și conlucrează strîns, dînd rezultate comune. Pe plan orizontal acționează însă numai cea dintîi.

Eroziunea picăturilor de ploaie sau pluviodenudația. La prima vedere pare lipsită de importanță, ea prezintă însă o forță cu mult mai mare decît se bănuiește. În căderea ei pe sol, ploaia biciuiește prin picăturile ei particulele de la suprafața acestuia. Lovite direct, particulele fine de sol sau de rocă sînt desprinse și strămutate din loc. Forța de eroziune și de transport a acestui agent depinde de viteza de cădere a ploii, de mărimea picăturilor și de cantitatea și durata ploii (24).

Viteza cu care cad picăturile de ploaie pe pămînt depinde de înălțimea norilor din care acestea se desprind, întrucît în căderea lor ele capătă o mișcare accelerată. Viteza picăturilor stă în raport direct și cu mărimea lor. În genere, picăturile mai mari iau naștere în norii micști (ce prezintă atît starea lichidă cît și cea solidă a apei). Observațiile făcute de la 10 m înălțime au arătat că pentru picăturile mai mici (cu diametrul de 1 mm) se înregistrează viteze pînă la 4,5 m/s, iar la picăturile cele mai mari se poate ajunge la 8-9 m/s. Cînd însă din pricina vîntului ploaia cade în rafale, viteza aceasta crește enorm, iar forța de lovire a picăturilor devine cu mult mai mare.

Mărimea picăturilor de ploaie, deci și greutatea lor, este foarte variabilă de la pulberile fine ale ploilor mocnite de toamnă, care prezintă un fel de plutire în atmosferă și a căror putere de lovire este neînsemnată, pînă la picăturile de cîțiva mm în diametru ce caracterizează aversele de vară. În genere, limita maximă a picăturilor de ploaie nu depășește 5 mm, deoarece peste această mărime picăturile se dispersează cu ușurință. Numai în mod excepțional s-au înregistrat și picături pînă la 7-8 mm diametru, dar acestea sînt în genere instabile.

Practic, mărimea picăturilor de ploaie se stabilește cu ajutorul unei hîrtii de filtru de grosime stabilită, pe care se lasă să cadă cîteva picături de ploaie. Dimensiunile petei care se formează (un cilindru cu diametrul bazei egal cu cel

al petei lăsate pe hîrtie şi cu înălţimea egală cu grosimea hîrtiei) indică volumul apei cuprinsă în picătură. Pe baza formulei

$$d = \sqrt[3]{\frac{3\,D^3 h}{2}},$$

în care D este diametrul petei, h este grosimea hîrtiei de filtru, putem afla diametrul picăturii de ploaie (d).

Puterea de lovire a picăturilor de ploaie creşte astfel în raport cu mărimea şi viteza acesteia. Energia cinetică dezvoltată de căderea unei picături de ploaie cu diametrul de 1 mm şi viteză de 4 m/s este de 0,0427 g/cm²/s ; a unei picături cu diametrul de 3 mm şi viteză de 6 m/s ajunge la 3,53 g/cm²/s, iar a celor mai mari picături, de 5 mm cu viteză de 9 m/s, ajunge la puterea impresionantă de 16,3 g/cm²/s. Iată pentru ce specialiştii au ajuns la concluzia că picăturile de ploaie dezlănţuie, prin lovirea solului, o energie cinetică de 1 000 de ori mai mare decît cea dezvoltată de aceeaşi cantitate de apă ce se scurge în pînză pe suprafaţa solului (24).

Prin puterea ei de lovire, ploaia se manifestă astfel ca un adevărat bombardament asupra solului. Mici particule ale acestuia sînt desprinse şi aruncate la cîţiva decimetri în înălţime.

Cei ce s-au ocupat cu pluviodenudaţia au deosebit în activitatea acesteia două părţi ce se completează una pe alta : *desprinderea* particulei de sol sau rocă şi *transportul* ei. Cantitatea de particule desprinse prin lovirea picăturilor de ploaie depind de starea de acoperire a solului cu covor vegetal şi de proprietăţile solului sau rocii.

În raport cu gradul de acoperire a solului J. Tricart deosebeşte trei situaţii diferite : *pe solul golaş* pluviodenudaţia are efecte maxime, desprinzînd particulele fine pe care le împrăştie în jur. La o intensificare a ploii desprinde şi particule mai mari, a căror proiectare contribuie alături de loviturile ploii, la desprinderea altor particule, aşa cum la puterea vîntului se asociază în cazul coraziunii firicelele de nisip purtate. Puterea de desprindere a picăturilor de ploaie creşte astfel pe măsură ce se prelungeşte ploaia, căci s-a observat că, chiar în situaţia în care intensitatea ploii rămîne constantă, puterea de distrugere a picăturilor de ploaie creşte treptat (28).

Pe terenurile acoperite cu pajişte, pluviodenudaţia este anihilată aproape în întregime. Prelingerea ploii pe frunze şi tulpini, picătură cu picătură, face ca aceasta să ajungă la pămînt fără nici o putere de lovire. Practic, nici o picătură de ploaie nu cade direct pe sol decît în porţiunile dezgolite prin suprapăşunat, de arături etc., ceea ce contribuie la crearea unor contraste între asemenea categorii de terenuri. Pe ogorul negru pluviodenudaţia găseşte însă un larg cîmp de acţiune.

Pe terenurile de sub pădure, situaţia este întrucîtva asemănătoare, cu unele uşoare variante. Pe pămîntul gol de sub umbra pădurii, ploaia nu ajunge direct ; se opreşte pe coronamente şi pe ramuri, pierde din viteză, se dispersează în picături mai mici şi ca urmare ajunge la pămînt cu o energie cinetică mult diminuată. În asemenea situaţie, umezirea pămîntului prin ploaie are un efect contrar : par-

ticulele lui — de regulă mari şi grele — nu pot fi disociate prin picăturile de ploaie, iar eroziunea este practic absentă. În cazul pădurii cu ierburi sau cu litieră suficient de groasă, picăturile nu-şi pot exercita asupra solului nici măcar energia căderii de la înălţimea coronamentelor, iar cantitatea de apă ajunsă pe sol este mult redusă faţă de aceeaşi cantitate căzută în afara pădurii.

În pădurea ecuatorială, cu etajarea coronamentelor şi mulţimea plantelor agăţătoare şi epifite, terenul de la bază este adesea golaş din pricina umbrei. Adăugîndu-se şi lipsa litierei (din pricina frunzelor necăzătoare), se explică efectele şiroirii destul de frecvent întîlnite (28).

Pe terenurile cultivate efectul pluviodenudaţiei se diferenţiază după felul culturilor (talia, bogăţia frunzişului şi rărirea plantelor cultivate). Se dau chiar unele procente de apă ajunsă direct pe sol la diverse culturi. Astfel, prin porumbişti cam jumătate din apa ploilor ajunge direct la sol ; la plante de talie mai mică, cum este soia, cantitatea aceasta este cam de două treimi etc.

În raport cu proprietăţile solului sau rocii pe care se exercită pluviodenudaţia, s-a observat că aceasta are un efect mai mare asupra rocilor necoerente cu granulaţie fină (de exemplu asupra nisipurilor fine) şi aproape nul asupra rocilor necoerente, dar cu granulaţie mare (nisip grosier, pietrişuri), deoarece particulele acestora nu pot fi urnite de energia cinetică a ploii. Rocile argiloase sînt de asemenea mai puţin influenţate de pluviodenudaţie datorită coeziunii lor şi din aceeaşi pricină şi solurile bogate în humus.

În legătură cu proprietăţile solului, se menţionează şi alte procese care dau naştere la dispersarea particulelor sub influenţa ploii, este vorba de *tensiunea capilară,* ce se dezvoltă în special în rocile argiloase. G. Passerini, care a studiat aceste procese, arată că ele se produc sub influenţa reacţiei elastice a aerului din solurile argiloase în urma umezirii la ploi repezi. Se dezvoltă atunci o energie foarte mare, care ajunge la 20-30 kg/cm² — deci cu mult mai mare decît cea mai puternică lovire directă a picăturilor de ploaie —, ceea ce duce la o adevărată dezagregare a solului sau rocii (201). La ploile torenţiale, apele pătrund cu repeziciune în spaţiile capilare ale rocilor argiloase, provoacă evacuarea aerului, dar, datorită umflării particulelor coloidale, aceasta produce mici explozii, care dau naştere la o desfacere a agregatelor şi deci la fărîmiţarea solurilor şi rocilor respectîve (24).

A doua parte a pluviodenudaţiei, transportul materialului desprins, se diferenţiază după cum terenul este orizontal sau în pantă. Pe teren orizontal, transportul constă doar în mişcarea de împroşcare a particulelor desprinse sub impulsul loviturii primite. Inălţimea pînă la care pot fi împroşcate particulele desprinse ajunge în mod curent la 60-80 cm înălţime (cum se vede pe ziduri sau pe ţăruşii puşi anume pentru asemenea măsurători) şi la 1-1,5 m distanţă laterală.

Pe terenurile în pantă, deplasarea particulelor se face la distanţe şi mai mari spre aval (fig. 136). Observaţiile arată că numai la o pantă de 9° materialul aruncat spre aval este de circa trei ori mai abundent decît cel aruncat spre amonte. Se produce astfel un transport lent de sus în josul versanţilor. „Eroziunea" aceasta are o importanţă mai mare în legătură cu teşirea movilelor şi micilor mameloane sau a versanţilor scurţi, unde scurgerea are un rol mai redus. O parte din materialele împroşcate sînt preluate şi transportate de apele ce se scurg pe versanţi.

Urmărind efectele diferenţiale ale pluviodenudaţiei pe pante, s-a observat (211) că aceasta este mai intensă la partea superioară a pantelor, întrucît mai jos

forța de izbire este cheltuită în primul rînd pentru a pune în mișcare particulele aduse din sus ; în schimb, sporește deplasarea prin șiroire, care devine predominantă în măsura alungirii pantei. De asemenea neregularitățile suprafeței, produse prin lucrarea pămîntului, limitează efectele pluviodenudației.

O mare putere de lovire au precipitațiile sub formă de *grindină,* care se produc cu deosebire în anotimpul călduros. Energia lor cinetică stă în raport cu mărimea grindinei (care în mod excepțional ajunge pînă la 0,5 kg) și viteza cu care cade. În afara pagubelor pe care le pricinuiește vegetației, grindina produce o puternică eroziune asupra solului ; fenomenul este însă puțin studiat.

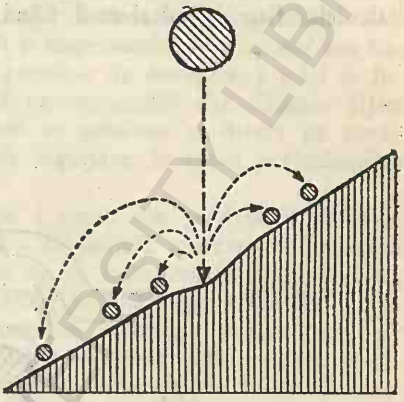


Fig. 136. — Acțiunea picăturii de ploaie în dislocarea solului

Spălarea sau eroziunea de suprafață. Cunoscută în mod curent și sub denumirea de *ablație* sau de *eroziune laminară,* reprezintă procesul de îndepărtare a particulelor fine de la suprafața solului și rocilor prin scurgerea apelor din ploi sau din topirea zăpezii pe pante. Ea corespunde procesului denumit de francezi *érosion aréolaire,* sinonim la rîndul său termenului englezesc *sheet-erosion* (sau *areale-erosion)* sau celui german *flächenhafte Erosion.*

Spălarea se datorește energiei cinetice pe care o capătă apele prin scurgerea lor pe pante. Prin însuși specificul ei, spălarea este nulă pe plan orizontal, unde scurgerea apelor nu se poate produce. Este o formă de eroziune foarte răspîndită în condițiile climatelor cu ploi și, măcar că este puțin perceptibilă, produce pagube care egalează și pe alocuri chiar întrec pe cele ale eroziunii de adîncime, întrucît îndepărtează rînd pe rînd orizonturile superioare fertile, iar cu timpul poate îndepărta întreaga pătură a solului, lăsînd goală roca de dedesubt, dînd peisaje cu aspect scheletic cum se văd frecvent prin ținuturile mediteraneene.

„Regiunile Mediteranei — scria G. Vâlsan — au fost odată împădurite (Italia era acoperită de codri, fagul se întindea pînă în Sicilia). Acum arborele a rămas rar și e numai un ornament al stîncii goale. Pricina prefacerii e că populația care, cînd s-a înmulțit, spre a se hrăni a distrus pădurile spre a le înlocui cu ogoare. Continua răscolire a pămîntului a stricat echilibrul. În anotimpul de secetă, țărîna era fărîmițată pînă la starea de pulbere, iar în anotimpul ploilor această țărînă era spălată pînă la stînca vie". Așa s-au golit pămînturile ținuturilor mediteraneene, unde echilibrul natural este mai șubred datorită succesiunii anotimpurilor ploioase și secetoase. Și la fel s-a întîmplat în ținuturile musonice, ori în cele subecuatoriale cu relief accidentat.

La spălare sau ablație, agentul denudator este apa ce se scurge uniform ca o pînză continuă pe suprafața solului sau rocii. Prin mișcarea ei exercită o

forță care se manifestă prin *desprinderea* particulelor fine din sol sau rocă și *transportul* lor la vale.

Acțiunea mecanică de desprindere este stimulată desigur atît prin procesele de dezagregare, cît și prin cele de lovire directă a picăturilor de ploaie ; dar, independent de acestea, există un proces propriu, foarte activ, de dislocare a particulelor fine de sol și rocă. Cînd pînza de apă ce se scurge pe povîrniș este sub-

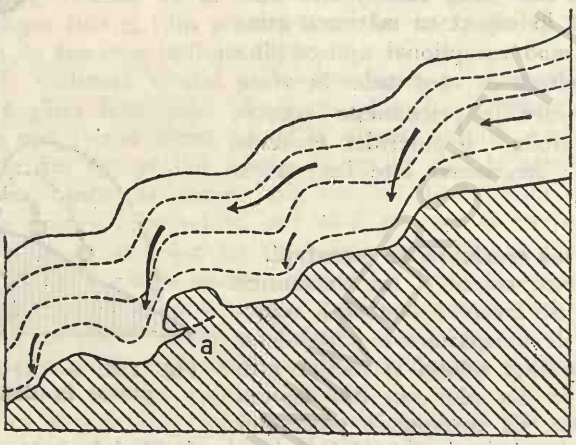


Fig. 137. — Formarea micilor curenți verticali în scurgerea în pînză a apelor pe povîrniș. *a*, Locuri unde intervine subminarea.

ție, desprinderea se datorește numai forței imprimate de viteza apei în mișcare (fig. 137). Cînd însă, la ploi mari, stratul de apă este gros, se dezvoltă o nouă forță, accea a *curenților verticali*, care amplifică mult puterea de eroziune. Curenții verticali, care iau naștere datorită micilor neregularități de la suprafața planului de scurgere, produc valuri, a căror putere de roadere este deosebit de mare.

Cercetările asupra curenților verticali ce se produc în pătura de apă care se scurge pe pante sînt încă la începutul lor. Acești mici curenți, ce se leagă de așa-numita *viscozitate a scurgerii*, constituie un proces foarte complex (24), care explică marea putere de roadere a curgerilor pe versanți.

În afara acestor două forțe care produc desprinderea particulelor în cadrul spălării, se mai constată și o a treia forță asociată, reprezentată prin mici surpări datorite înmuierii la bază a unor grunzuri ce stau în calea apei sau a marginilor microrigolelor care au tendința de a se forma.

Transportul particulelor desprinse este cu mult mai amplu decît la pluviodenudație, datorită însuși agentului — apa în mișcare. Se pot deosebi două forme de transport : a) *prin tîrîrea* particulelor pe sol (care la rîndul ei se diferențiază, întrucît unele particule mai mari sînt împinse la contact cu solul, iar altele mai ușoare sînt antrenate prin salturi) ; b) *prin plutirea* în curentul apei a particulelor celor mai fine, adică în suspensie, care dau tulbureala apelor de scurgere. La începutul ploii, scurgerea de suprafață este mult mai tulbure, pe de o parte da-

torită particulelor pulverulente rezultate mai dinainte datorită dezagregării, deflației, uscării etc., pe de altă parte desprinderii în mai mari proporții prin însuși curentul apei. Cu cît ploaia se prelungește, cu atît tulbureala scade, precumpănind transportul prin tîrîre a particulelor mai mari.

În anumite situații de înmuiere la suprafață a solului sau rocii, substratul menținîndu-se întărit, spălarea ia forma unei scurgeri noroioase în suprafață. Așa se întîmplă cînd solul prezintă un substrat întărit și impermeabil (*hardpanul* sau bătătura plugului) ; atunci ia naștere așa numita *eroziune de hardpan*. La fel se întîmplă cînd solul se reazemă pe argile, cazul cernoziomului din Cîmpia Jijiei așezat direct pe argile sarmatice (18). Procesul se produce și direct pe unele roci impermeabile cum sînt argilele sau marnele argiloase, în cazul povîrnișurilor puternic înclinate.

Pe marnele argiloase ce ies la iveală pe o parte din povîrnișul dealului Tîlfa în apropiere de Moțăeni (valea superioară a Ialomiței), spălarea se limitează strict la suprafața unde aflorează această rocă, de pe care vegetația și solul au fost înlăturate. În vecinătatea imediată, la aceeași înclinare de circa 35° și la aceeași orientare spre est a povîrnișului, apare covorul vegetal de pajiște intact pe un sol nu prea gros, ceea ce creează un contrast izbitor față de spălarea care albește alături (fig. 138). Deosebirea se datorește schimbării bruște de facies. Același fenomen se întîlnește și pe povîrnișul vestic al dealului Vîrful Roșu, complet denudat exact pe întinderea pe care reapare aceeași formațiune. În Vrancea solurile spălate prin eroziune de suprafață au mare extindere pe aceleași roci (fig. 139).

Pe unele marne, cum este de exemplu marna roșie de lîngă Berevoești — Fieni (tot pe valea Ialomiței), planul de spălare capătă în urma umectării și umflării la ploaie *aspectul nuciform* specific (fig. 140). Un asemenea plan zgrunțuros trădează în multe locuri procesul de spălare pe marne.

Acumularea materialului rezultat de pe urma eroziunii în suprafață se produce oriunde se ivește o întîrziere de pantă, chiar pe povîrnișurile relativ înclinate. În micile depresiuni și contrapante de pe povîrnișuri, unde apele ce se scurg pe pante stagnează, se produce depunerea particulelor fine, ca o mîlire locală. Mai importante ca dimensiuni sînt acumulările de la baza versanților ca un val evazat. Pe alocuri însă, unde ablația intensă se produce pe un perimetru bine delimitat, aceasta poate lua forme ce se apropie de ale curgerii de noroi, însă extrem de turtite, cum s-a remarcat pe valea Sitnei în Moldova de nord (157), cu depuneri în forma unor conuri de dejecție (fig. 141).

Condițiile în care ia naștere eroziunea de suprafață sînt cele de pantă accentuată (întrucît numai la pante mari curgerea apei capătă forța necesară dislocării și transportului particulelor), și starea friabilă a păturii superioare a solului sau rocii (friabilitate ce crește în mod natural prin dezagregare, iar pe cale artificială prin arături) ; de asemenea unele roci, cum sînt tufurile vulcanice, înlesnesc deosebit de mult spălarea, dealurile respective albind golașe în soare, ca în sudul Vrancei la Nereju (fig. 142). Se adaugă apoi prezența sau lipsa unui covor vegetal care reține și încetinește curgerea apelor de suprafață și, în fine, intensitatea și durata ploii (sub acest raport ploile torențiale fiind cele care provoacă spălarea cea mai intensă). Nu trebuie pierdută din vedere nici topirea zăpezii pe suport înghețat, cînd, în condiții întrucîtva asemănătoare cu cele ale scurgerii pe plan impermeabil a argilelor (planul impermeabil fiind în acest caz solul înghețat dedesubt), se produce o ablație de mari proporții sub forma unor scurgeri de

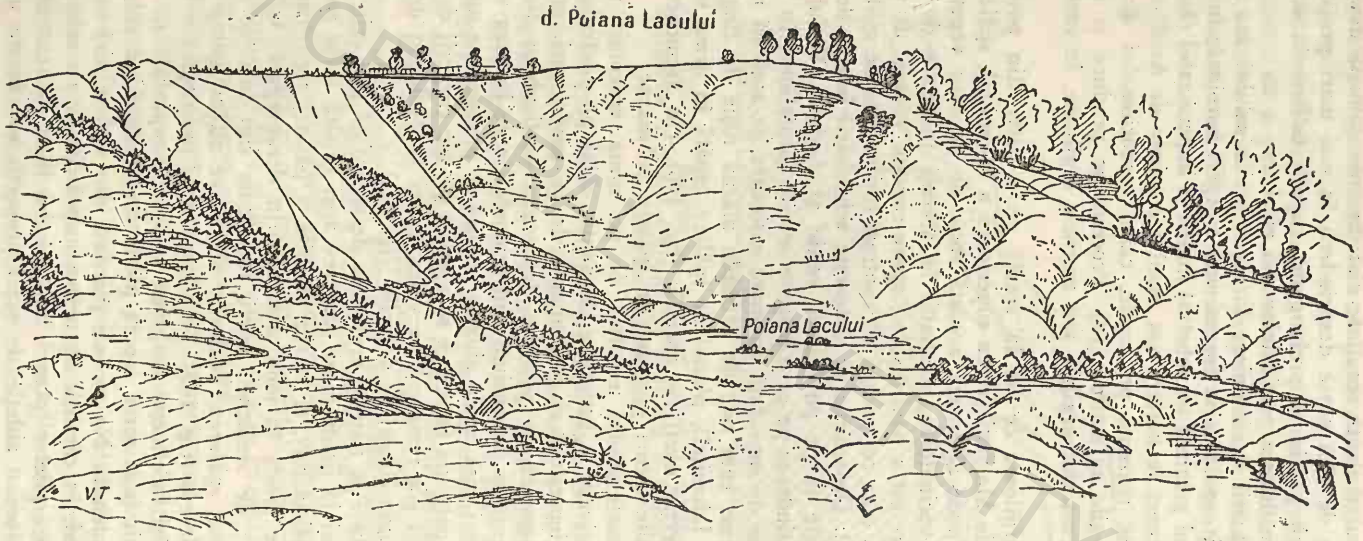


Fig. 138. — Spălare pe marne la Moţăeni (porţiunea albă din stînga).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

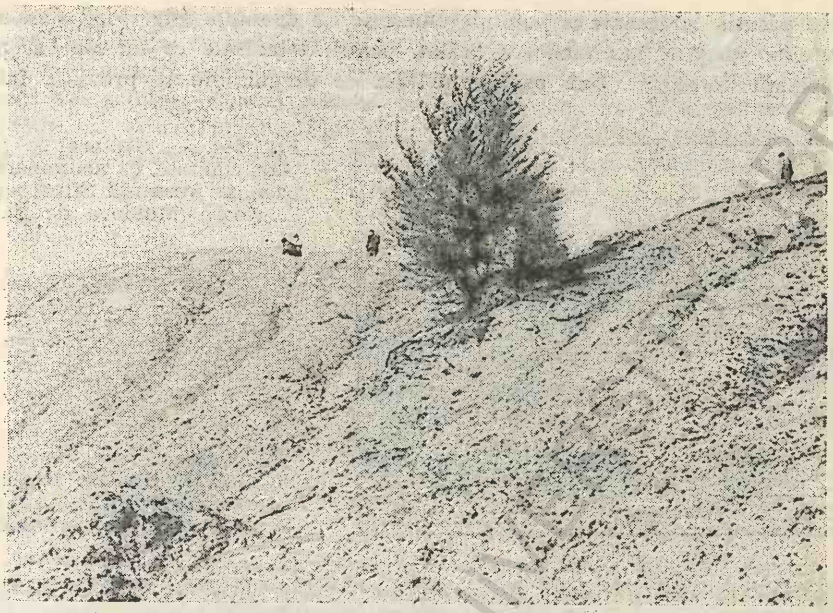


Fig. 139. — Spălare totală a solului la Năruja (Vrancea).

Fig. 140. — Aspectul nuciform al planului de spălare pe marne, la Berevoești — Fieni (Ialomița).

BCU LIBRARY

noroi a păturii dezgheţate şi puternic umectate de deasupra (fig. 143). Fenomenul acesta este specific, aşa cum s-a arătat, pentru terenurile ce nu sînt acoperite cu vegetaţie forestieră. Sub pădure, ablaţia de dezgheţ nu se produce, întrucît

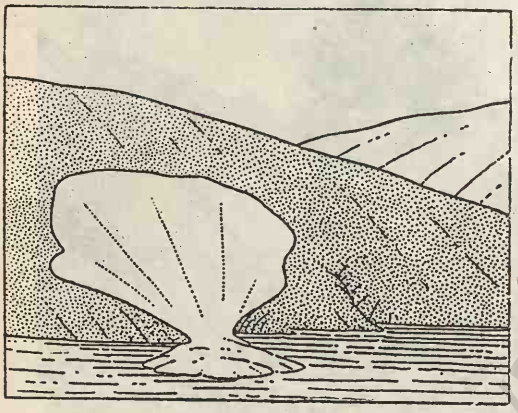


Fig. 141. — Spălare pe porţiuni limitate, cu acumulare la bază, pe versanţii Sitnei superioare (Moldova de N).

Fig. 142. — Spălare totală pe tufurile dacitice, dealul Ursoiul de lîngă Nereju (Vrancea).

sau nu îngheaţă sub protecţia litierei, sau se dezgheaţă înainte de a începe topirea zăpezii.

Pentru calculul cantitativ al eroziunii de suprafaţă s-au propus şi experimentat mai multe metode. Menţionăm între acestea metoda volumului micilor rigole ce se produc după fiecare aversă pe terenurile în pantă unde au loc scurgeri de suprafaţă. Metoda are avantajul de a se putea aplica direct în condiţiile naturale ale oricărui lot de cercetare, stabilind în prealabil un minim de

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

măsurători. Rezultatele obţinute însă pe această cale sînt întotdeauna sub realitate, căci scapă calculului tocmai spălarea în pînză care nu lasă microrigole.

O altă metodă folosită este cea prin diminuarea grosimii orizonturilor superioare ale solului. Pentru aceasta se urmăresc şi se compară mai multe profile de sol situate pe locurile cele mai expuse ablaţiei, comparativ cu cele ce par a se menţine mai intacte. Dificultatea constă în aceea că în unele locuri

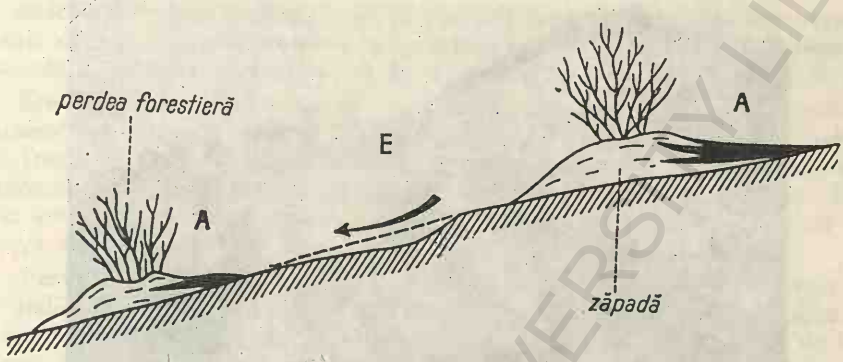


Fig. 143. — Eroziunea de suprafaţă şi aluvionările la topirea zăpezilor acumulate în legătură cu perdele forestiere. *E*, Eroziune uşoară ; *A*, acumulare de material pămîntos.

nu se mai găsesc profile de sol intacte, iar pe întinderi mai mari survin şi condiţiile neuniforme de formare a solurilor. De asemenea se pot întîlni, la distanţe nu prea mari, soluri vechi la care să lipsească orizontul A şi soluri tinere la care nu s-a produs încă o diferenţiere a orizonturilor. Metoda dă astfel numai rezultate aproximative.

Pe loturi experimentale, amenajate în mod special pentru măsurarea scurgerilor în suprafaţă, în bazinele de decantare şi în rezervoarele speciale în care se acumulează, se obţin şi cantităţile de materiale erodate şi purtate în suspensie, nu însă şi cele care, transportate prin tîrîre, nu au ajuns pînă la limita inferioară a lotului experimental. Este totuşi o metodă de mai mare precizie.

Cercetările întreprinse în legătură cu intensitatea spălării în raport cu profilul versanţilor au arătat că aceasta atinge indicii cei mai ridicaţi pe versanţii convecşi (fig. 144), la care panta, uşoară la partea superioară, se accentuează din ce în ce spre partea inferioară. Agravarea ablaţiei pe asemenea versanţi se datoreşte faptului că, pe lîngă accelerarea ce se imprimă scurgerii spre partea inferioară chiar la înclinare constantă, se adaugă şi accentuarea unghiului de pantă. La versanţii care au un astfel de profil, ablaţia poate atinge la partea inferioară de peste zece ori mai mare decît la partea superioară a versantului (212). Spălarea cea mai redusă se produce pe povîrnişurile concav-convexe, apropiate de profilul de echilibru. La acestea, intensitatea cea mai mare a ablaţiei, ce se înregistrează pe partea mijlocie a versantului, nu ajunge decît de cel mult patru ori mai mare decît la partea superioară şi cea inferioară a versantului cu înclinări mai slabe. Chiar pe versanţi în pantă dreaptă, spălarea nu este uniformă pe întreaga lor lungime, ci se accentuează spre partea inferioară, prezentîndu-se în restul versantului ca mici pete de intensitate inegală a ablaţiei, datorită diferenţelor de afînare

a solului sau chiar de schimbare litologică, datorită gradului de acoperire cu vegetaţie după folosinţa terenurilor etc.

Dar intensitatea eroziunii de suprafaţă depinde şi de expoziţia povîrnişurilor. La pante egale şi la celelalte condiţii (de sol — rocă, de vegetaţie etc.) egale, versanţii sudici suferă o mult mai puternică ablaţie decît cei nordici. Faptul se

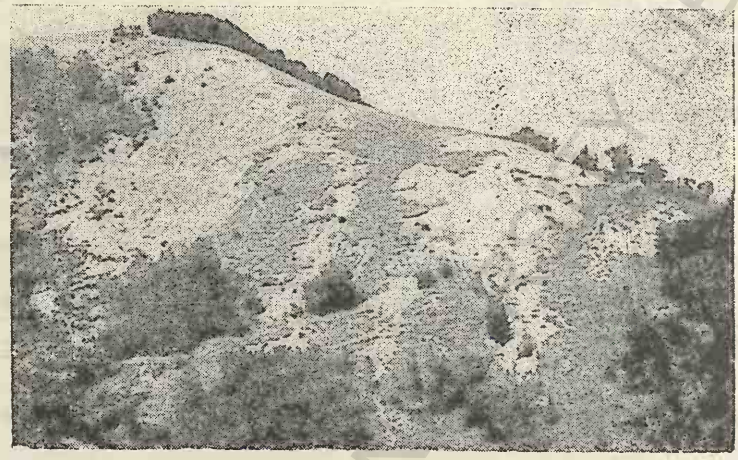


Fig. 144. — Spălarea solului pînă la rocă îndeosebi pe partea convexă a pantei la Crişcior-Brad.

explică prin aceea că primii, fiind mai însoriţi, se află primăvara la topirea zăpezii în situaţia ca aceasta să se producă mult mai repede, ceea ce duce şi la dezgheţarea stratului superior al solului, în vreme ce stratul de dedesubt rămîne îngheţat şi deci impermeabil, nepermiţînd infiltrarea apelor. Stratul superior dezgheţat se saturează de apă, se fluidizează, astfel că particulele se desprind lesne unele de altele şi sînt transportate cu uşurinţă la vale. Pe pantele nordice, umbrite, topirea stratului de zăpadă întîrziind, are loc în prealabil dezgheţul solului. În felul acesta fenomenul capătă unele asemănări cu ceea ce se petrece sub pădure, dar mai moderat.

Chiar vara, povîrnişurile însorite, fiind îndeobşte mai uscate, expuse — datorită evaporaţiei mai intense şi insolaţiei directe — la diferenţieri diurne mai accentuate, suferă o mai intensă dezagregare şi prăfuire, astfel că terenul este mai apt pentru o spălare mai intensă la ploile torenţiale, pe cînd povîrnişurile umbrite, mai umede, neexpuse bătăii directe a razelor solare şi de obicei mai bine înierbate, prezintă condiţii care frînează eroziunea de suprafaţă.

De asemenea intensitatea spălării solului pe povîrnişuri depinde în mare măsură de starea covorului vegetal. În condiţii identice de sol şi pantă, experienţele citate mai de mult de S u p a n au arătat că de pe 1 m² de teren în perioada caldă a anului (aprilie-octombrie) au fost spălate în raport cu înclinarea terenului:

	Pe teren fără vegetaţie			Pe teren înierbat		
Panta	10°	20°	30°	10°	20°	30°
Spălare (în grame)	834	1 368	3 104	14	42	51

Pădurea, datorită condiţiilor ei specifice arătate, prezintă o spălare şi mai redusă decît cea de pe pajişti. Apele ce se scurg pe pantele din pădure sînt în genere mai limpezi. Totuşi chiar în pădure spălarea nu lipseşte cu desăvîrşire. Dovada o dau pe de o parte tulbureala pîraielor din pădure în timpul ploilor repezi, pe de altă parte rădăcinile dezgolite ale arborilor de pe povîrnişuri puternic aplecate.

Independent însă de aceste condiţii generale (de pantă, de expoziţie, vegetaţie naturală etc.), intensitatea eroziunii în suprafaţă este direct influenţată de repartiţia teritorială a utilizării terenurilor şi de modul în care se face această utilizare.

Eroziunea de suprafaţă ia valori însemnate pe terenurile în pantă cultivate neraţional, pe păşunile folosite în mod abuziv, în plantaţiile de vii şi cele de pomi fructiferi. Ea se dezvoltă chiar şi în pădurile rărite şi poienite prin tăieri neraţionale, prin ciopîrţirea arborilor pentru frunzare sau prin păşunat. Rădăcinile arborilor, dezgolite uneori pe mari întinderi, arată intensitatea cu care spălarea a intrat în acţiune şi pe teritoriul acestor foste păduri.

Pentru determinarea intensităţii la care a ajuns eroziunea de suprafaţă s-au stabilit mai multe grade de eroziune : cinci pentru eroziunea în pătura de sol, notate cu cifre, şi al şaselea (notat cu G) pentru eroziunea în roca de bază. Această gradaţie unanim folosită în diferite ţări este redată în tabelul nr. 1.

În afara cifrelor indicate în tabel se mai folosesc şi unele simboluri, şi anume : semnul ⌃ cînd eroziunea s-a stabilizat şi —— cînd, stabilizarea avînd deja o durată mai mare, a început să se formeze humus, adică a început un nou ciclu de solificare.

Efectele produse de eroziunea de suprafaţă. De obicei trec neobservate în timp ; numai cînd povîrnişurile se dezgolesc şi începe să iasă la iveală roca stearpă, oamenii îşi dau seama de dezastru.

Repeziciunea cu care se produce eroziunea de suprafaţă variază în raport cu condiţiile arătate mai sus.

În ţara noastră (18), pe terenurile cu pante de 4% se pierd în medie cîte 20 t de sol la hectar în fiecare an. Cantitatea creşte în raport cu panta. Cînd aceasta ajunge la 25%, de pe pămînturile cultivate în condiţii ce înlesnesc eroziunea se pierd cîte 500 t de sol la hectar şi chiar mai mult în fiecare an. În felul acesta în 30—40 de ani se pierde întreg stratul de sol arabil.

Înlăturarea prin ablaţie a solurilor în asemenea proporţii înseamnă pierderea unor mari cantităţi de substanţe nutritive, scăderea stabilităţii hidrice, reducerea producţiei agricole, dificultăţi în lucrarea pămîntului.

Pierderile de substanţe nutritive prin eroziunea de suprafaţă sînt foarte mari de la început, deoarece acestea se găsesc în proporţii mai însemnate tocmai în orizonturile superioare ale solurilor şi mai cu seamă în orizontul de acumulare a humusului. Înlăturarea acestui orizont înseamnă nu numai pierderea humusului, dar şi sărăcirea în azot. Spălarea înlăturînd treptat şi alte orizonturi, se pierd apoi fosforul şi celelalte substanţe nutritive ale solului, acumulate în decurs de mii de ani. Calculele făcute în ţara noastră pe terenuri din zona cernoziomurilor levigate arată că prin eroziunea puternică se pierd anual circa 55,2 kg de azot şi 31,7 kg de fosfor la hectar, adică mai mult decît se poate restitui solului prin îngrăşăminte naturale şi artificiale (24).

Dar, o dată cu pierderile acestor substanţe, se produc şi importante modificări în proprietăţile fizice ale solului, tot atît de defavorabile pentru producţia agricolă. Modificarea structurii prin îndepărtarea orizontului de acumulare a humusului duce la scăderea stabilităţii hidrice. Modificarea texturii orizontului arabil prin îndepărtarea particulelor fine şi acumularea scheletului la suprafaţă (pietriş, bolovăniş) îngreuiază lucrările pămîntului şi deci cultura plantelor de cîmp. Consecinţele acestor modificări structurale şi texturale au o deosebită

Tabelul nr. 1

Gradul de eroziune	Caracterizarea pentru regiunile de stepă şi silvostepă	Caracterizarea pentru regiunea forestieră podzolică
1	*Eroziune neapreciabilă*	*Eroziune neapreciabilă*
2	*Eroziune moderată.* S-a pierdut pînă la 50% din orizontul A.	*Eroziune moderată.* S-a pierdut în întregime orizontul cu humus A_1. Se ară în orizontul podzolic A_2.
3	*Eroziune puternică.* S-a pierdut mai mult de jumătate din orizontul A, adesea întreg orizontul A. Se ară orizontul B.	*Eroziune puternică.* S-a pierdut în întregime orizontul podzolic A_2. Se ară partea superioară a orizontului iluvial B.
4	*Eroziune foarte puternică.* A fost erodată cea mai mare parte sau întreg orizontul B. Se ară orizontul C.	*Eroziune foarte puternică.* A fost erodată cea mai mare parte din orizontul iluvial B.
5	*Eroziune excesivă.* Roca-mamă apare la zi.	*Eroziune excesivă.* Roca-mamă apare la zi.
G	*Eroziune în rocă.*	*Eroziune în rocă.*

importanţă în legătură cu posibilităţile de reţinere a apei în sol. Scăderea *capacităţii de cîmp* pentru apă şi agravarea scurgerilor pe pante reprezintă astfel condiţii nefavorabile pentru vegetaţie, întrucîtva asemănătoare cu o secetă. Trebuie ploi multe şi mult mai dese decît înainte, pentru ca solul să-şi poată asigura umiditatea necesară creşterii plantelor la fel ca înainte de a se fi produs eroziunea.

Prin aceste condiţii nou create de pe urma eroziunii de suprafaţă, producţia agricolă prezintă scăderi importante. De exemplu, în Platforma Getică (bazinul Gilortului) se constată că pe locurile unde, prin spălarea solului, s-a pierdut o bună parte din orizontul A recoltele sînt cu 66—78% mai reduse decît pe terenurile neerodate, iar unde s-a pierdut în întregime acest orizont terenurile dau recolte cu 83—94% mai scăzute decît pe locurile neerodate (18), adică practic lipsite de valoare economică. Se înţelege că scăderile nu sînt uniforme

la toate culturile, întrucît plantele manifestă exigenţe diferite faţă de fertilitatea şi umiditatea solului.

Mai ales cerealele, şi dintre acestea cu deosebire grîul, orzul şi ovăzul, dau producţii foarte reduse pe solurile care au suferit de pe urma eroziunii de suprafaţă. Chiar porumbul, considerat mai rezistent în asemenea condiţii, înregistrează pierderi în recolte de la 46,7% pînă la 96,4% (în Podişul Moldovei) (18).

Leguminoasele perene ca lucerna sau trifoiul, cu rădăcini foarte adînci, şi viţa de vie suferă mai puţin de pe urma spălării solului şi dau rezultate relativ bune pe terenurile erodate. Cu deosebire cele dintîi contribuie la refacerea solurilor degradate prin fixarea şi îmbogăţirea lor în azot. Proprietăţile acestor plante sînt folosite în prezent pentru refacerea multor terenuri erodate din ţara noastră.

O altă urmare importantă a eroziunii de suprafaţă este reducerea capacităţii de infiltrare pentru apele meteorice, ceea ce duce la mărirea scurgerilor de suprafaţă şi implicit la accelerarea eroziunii. Dar de pe urma eroziunii de suprafaţă nu suferă numai locurile supuse direct acestor procese, ci şi cele din apropiere, unde se acumulează materialele spălate de pe pante. Asemenea acumulări duc la împotmolirea văilor şi la înălţarea nivelului albiei, ceea ce provoacă revărsări şi inundaţii. Ele duc de asemenea la colmatarea şi apoi la secarea iazurilor, caz care s-a petrecut pe scară largă între cele două războaie mondiale în Cîmpia Jijiei, unde au dispărut astfel zeci de iazuri. Eroziunea de suprafaţă provoacă astfel în mod indirect o adevărată dereglare a întregului sistem hidrografic din regiunile supuse pe scară largă la desfăşurarea acestor procese. Rîuri cu ape permanente ajung să aibă o curgere temporară, cu variaţii extreme şi secări totale în perioadele mai secetoase ale anului.

Sub raport geomorfologic procesele de spălare duc la dezgolirea versanţilor de sol, de depozitele de cuvertură, în genere, şi chiar de părţile mai friabile ale rocilor şi la depunerea materialelor dislocate la poalele versanţilor, în văi, în depresiuni, de unde pot fi preluate şi duse mai departe de apele curgătoare. Ele păstrează încă multă vreme calităţile specifice de fertilitate, pe care le transmit coluviilor de la poalele versanţilor sau mîlurilor ce se depun în lunci. Pe locurile de unde au fost înlăturate, rămîn particulele mari şi rocile dure, care sînt luate în primire de alţi agenţi, în speţă de dezagregarea sau alterarea chimică.

Situaţii similare, cu povîrnişuri denudate pînă la rocă, se întîlnesc frecvent prin ţinuturile mediteraneene, în Calabria, Sicilia, sudul Spaniei etc., unde nici plantele arenacee cele mai rezistente nu pot să se prindă, povîrnişurile albind sterpe la soare. În mic, peisajul se regăseşte pe anumite locuri şi în ţara noastră. Despre unele părţi ale Vrancei, Emm. de Martonne scria pe la începutul acestui secol că se datoresc unei eroziuni viguroase în urma despăduririlor mari. „Sub soarele strălucitor al unei zile senine de vară, flancurile teraselor Putnei cu stratele lor grezoase verticale dezgolite şi povîrnişurile dealurilor ce domină Bîrseştii, cu structura solzoasă şi arcadele anticlinalelor puse în evidenţă prin ravinare, amintesc unele părţi din Atlasul Saharian şi dau aspect de ţinut subdeşertic“ (188). Peisaje asemănătoare, datorită eroziunii, se întîlnesc de asemenea pe valea Slănicul Buzăului, pe Sărăţelul Bercăi şi Pîrscov din bazinul mijlociu al Buzăului, în raionul Ilia şi alte părţi ale Munţilor Apuseni etc.

Răspîndirea eroziunii de suprafață în România. Cu toate că încă din a doua jumătate a secolului al XIX-lea oamenii de știință au atras atenția asupra intensității cu care se dezlănțuie eroziunea în țara noastră, o inventariere a terenurilor degradate nu s-a făcut decît în anii regimului democrat-popular. După ce, în primii ani de după război și mai ales după 1946, diferite departamente și institute (printre care Academia, Secția de pedologie a Comitetului geologic, Institutul de cercetări agronomice etc.) au întreprins lucrări de cartare pentru mai multe regiuni ale țării legate de eroziunea solului — unele chiar de detaliu la scară mare —, în 1953 sub îngrijirea Ministerului Agriculturii și Silviculturii s-a realizat o primă inventariere a eroziunii terenurilor pe întreaga țară, după gradele de intensitate a proceselor, întocmindu-se totodată și o primă hartă generală la scară 1 : 500 000, arătînd repartiția teritorială a proceselor. Cu toate că această hartă prezintă unele deficiențe, redînd pe alocuri fenomenul prea schematizat, ea rămîne totuși un document util pentru o privire generală a repartiției proceselor pe țară [1].

După datele inventarierii de care am făcut mențiune, situația terenurilor aflate în diferite faze de eroziune de suprafață este următoarea :

eroziune slabă și moderată	4 329 000 ha
eroziune puternică	3 100 000 ha
eroziune foarte puternică și excesivă	863 000 ha

Cea mai mare parte (95%) din totalul de 8 292 000 ha de terenuri cu eroziune de suprafață fac parte din folosințele agricole și numai 5% se înregistrează în fondul forestier (prin pădurile cu multe goluri, cu consistență rară sau pășunate). Din înseși aceste cifre se pot desprinde cauzele care au generat procesele de distrugere a solurilor prin scurgerile de suprafață : ruperea echilibrului natural prin defrișări și utilizarea nerațională din punctul de vedere al principiilor agrotehnice a acestor terenuri în cadrul diferitelor folosințe agricole.

Se observă astfel că pe mai mult de 4,3 mil. ha s-a pierdut, prin spălare, pînă la jumătate din grosimea orizontului cu humus (la solurile podzolice chiar în întregime), ceea ce diminuează substanțial producția agricolă. Cu toate că aceasta este considerată o eroziune incipientă, ea prezintă pericolul intensificării, deoarece procesele respective progresează an de an.

Pe mai mult de 3 mil. ha eroziunea a înlăturat complet orizontul cel mai fertil al solului, orizontul cu humus, ceea ce reprezintă o scădere medie de 45—55% față de recoltele obișnuite. După aprecierile specialiștilor, numai pe aceste terenuri se pierd anual, datorită efectelor eroziunii, circa 2 mil. t de produse agricole (18).

Cele 863 000 ha afectate de eroziune puternică și excesivă sînt complet scoase din cultură. Ele nu dau nici un aport economic țării, solul fiind înlăturat pînă la rocă.

În fața acestor constatări impresionante, ca o moștenire a trecutului, s-au luat măsuri importante de conservare a solului și combatere a eroziunii. Astfel, dacă în perioada 1950—1953 s-au efectuat lucrări pentru prevenirea eroziunii

[1] În prezent, în cadrul Consiliului Superior al Agriculturii se lucrează la elaborarea unei hărți de detaliu, la scară mare, pentru ilustrarea terenurilor erodate.

doar pe 31 000 ha, în anii următori (1954—1959) lucrările acestea s-au extins pe 643 000 ha, la care se mai adaugă încă 56 000 ha pe care s-au aplicat măsuri de combatere a eroziunii prin amenajarea terenurilor cu plantații de vii și livezi, prin ameliorarea pășunilor erodate, prin perdele antierozionale etc. După 1960, ca urmare a înfăptuirii cooperativizării agriculturii în țara noastră, s-au deschis posibilități mult mai ample pentru stăvilirea proceselor de eroziune și pentru recuperarea prin lucrări ameliorative a terenurilor erodate pentru diferite folosințe productive.

După harta menționată la scara 1 : 500 000 și diferite studii regionale existente, M. Moțoc a întocmit o hartă schematică a proceselor actuale de eroziune, din care reproducem numai ariile care fac parte din categoriile mai sus analizate (fig. 145). Se poate vedea astfel că : terenurile cu eroziune foarte puternică și excesivă se întîlnesc cu deosebire în Podișul Bîrladului, în zona subcarpatică de la curbură, în Dobrogea de nord-vest, pe o bună parte a Platformei Getice, în partea de NV a Podișului Tîrnavelor și în continuare în vestul Cîmpiei Transilvaniei și dealurile Clujului și Dejului.

Cele mai multe terenuri cu eroziune puternică se găsesc în Cîmpia Jijiei, în care predomină argilele intens spălate în perioada de topire a zăpezii, în afara celor datorite ploilor torențiale, apoi în Dobrogea de sud-vest, unde formațiile loessoide așezate pe calcare sarmatice și climatul secetos, cu rare dar puternice ploi torențiale, contribuie la intensificarea fenomenului, în partea estică a Platformei Getice, cu formații piemontane de nisipuri și pietrișuri ce înlesnesc eroziunea, pe Oltul mijlociu și în bazinul Hîrtibaciului, în împrejurimile orașului Turda, în vestul Platformei Someșene etc.

Terenurile cu eroziune moderată sau slabă întregesc restul zonelor deluroase din Podișul Moldovei și Subcarpați, din partea răsăriteană a Dobrogei, din Podișul Transilvaniei, din dealurile de vest etc. Pe scurt, eroziunea de suprafață în proporții în care se pun probleme ameliorative, ocupă aproape exclusiv zonele deluroase și subcarpatice ale țării, în care precumpănesc categoriile de folosințe agricole ale terenului. În contrast cu acestea, Cîmpia Română și Cîmpia Tisei, cu pante și energie de relief foarte reduse, intră în zona eroziunii neapreciabile, doar de-a lungul văilor înregistrîndu-se în mod accidental eroziune de mal. De asemenea, în ținuturile de munte în care predomină îndeobște rocile mai dure, iar pădurile se mențin încă pe suprafețe întinse, eroziunea este de asemenea neapreciabilă. Numai în locurile în care s-au produs despăduriri pe scară mai întinsă, ori unde s-a practicat suprapășunatul (de exemplu în partea de sud-est a Munților Apuseni, în Munții Dobrogei etc.), spălarea solului și mai cu seamă eroziunea de adîncime capătă proporții însemnate.

Din cele arătate nu trebuie să rămînă ideea că în regiunile menționate predomină exclusiv eroziunea de suprafață. În natură, aceste procese se îmbină frecvent cu cele de eroziune de adîncime ; mai mult chiar, se pot stabili raporturi genetice de legături între ele. Cercetînd cauzele care au generat ablația pe scară atît de largă în regiunile deluroase, și cu deosebire în regiunile menționate, în care ea a luat proporții îngrijorătoare, constatăm că procesele de spălare a solului s-au intensificat în ultima sută de ani pe unele locuri în urma despăduririlor (de exemplu în Podișul Bîrladului, în Platforma Getică etc.), în alte părți prin desțeleniri de pășuni (în Cîmpia Jijiei, Dobrogea centrală etc.). Pe cele mai multe dintre aceste locuri s-au întins arături. Cum mai peste tot în țara noastră ținu-

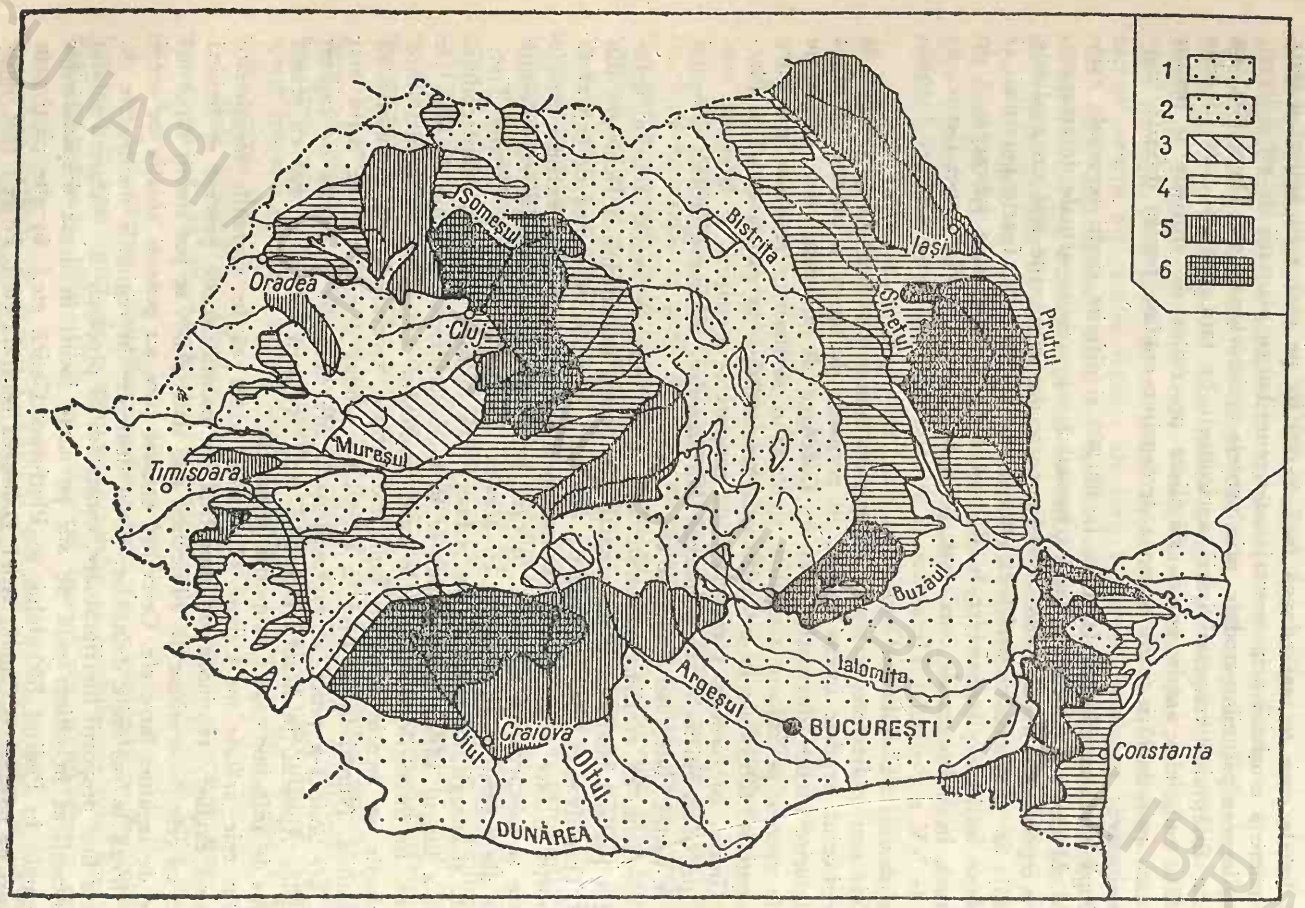


Fig. 145. — Harta schematică a eroziunii de suprafață (după M. Moțoc) *1*, Eroziune neapreciabilă pe majoritatea suprafeței ; *2*, idem în zona montană, cu pericol de eroziune foarte puternică și excesivă prin folosirea nerațională a terenului ; *3*, zone frecvent afectate prin despăduriri și pășunat nerațional ; *4*, eroziune slabă și moderată ; *5*, eroziune puternică ; *6*, eroziune foarte puternică și excesivă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

turile deluroase au avut din timpuri vechi o populaţie relativ deasă de moşneni şi răzeşi, ale căror pămînturi sub formă de fîşii lungi şi înguste erau orientate din deal în vale, arăturile s-au făcut pe linia de cea mai mare pantă, iar spălarea solului a luat proporţii îngrijorătoare în scurtă vreme. Situaţia aceasta se repetă cu variante neînsemnate în Podişul Bîrladului, în Cîmpia Jijiei, în Platforma Getică şi chiar în actualul raion Turda. În toate aceste locuri rezultatele nefaste nu au întîrziat să se arate. În Cîmpia Jijiei iazurile s-au colmatat, iezăturile s-au rupt, iar albiile văilor pe care existau în trecut mici cursuri de ape permanente se văd doar ca şiraguri de mlaştini sărăturoase. Albia Bîrladului se înalţă an de an, împotmolindu-se cu enorme cantităţi de materiale spălate de pe versanţi ; debitul rîului ajuns extrem de capricios produce inundaţii păgubitoare. Chiar în raionul Negreşti, în care s-a păstrat procentul cel mai ridicat de păduri (20,7%), cercetările arată că doar 38% din terenuri mai au solurile în stare bună, restul fiind erodate în proporţii diferite. Izlazurile comunale sînt distruse prin eroziune în proporţie de 80%, iar evaluările arată că în fiecare an ele pierd 130 t de sol la hectar.

Situaţia este asemănătoare în Platforma Getică şi în Podişul Mehedinţi, unde sute de mii de hectare de teren sînt distruse fie prin eroziune, fie prin colmatare cu materialele cărate de scurgerile de pe versanţi. În împrejurimile Turdei eroziunea de suprafaţă este generală. Povîrnişurile sudice în special prezintă un aspect dezolant (18). Cercetările efectuate la staţiunea experimentală de la Cîmpia Turzii arată că terenurile în pantă mai mare de 10%, în special cele cultivate cu porumb, pierd anual o cantitate de sol ce echivalează aproximativ cu 1 cm din grosimea solului. Dimpotrivă, în bazinul Tîrnavei Mici, unde ogoarele ţărăneşti

Fig. 146. — Vechi terase de cultură la Bîrseşti în nordul Vrancei.

au fost orientate de-a latul pantei pe curba de nivel, creîndu-se cu timpul terase etajate, procesele de eroziune nu s-au putut dezvolta. Chiar în Vrancea, cu cele mai ample terenuri distruse prin eroziune, în comuna Bîrseşti, pe locurile unde

prin influenţă de peste munţi un grup de familii au arat dealurile pe curba de nivel, pămîntul s-a păstrat în situaţia cea mai bună (fig. 146), în jur întinzîndu-se terenurile sterpe, erodate.

Dar nu numai cultura plantelor neraţional făcută, ci şi suprapăşunatul a avut efecte dezastruoase în ce priveşte spălarea solurilor. Din cauza păşunatului neraţional, a început eroziunea solului în Subcarpaţi încă din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea, cînd s-au aşezat acolo ungurenii veniţi cu turmele lor de peste munţi. Defrişările s-au făcut atunci pentru extinderea păşunilor. O a doua ofensivă de mari proporţii împotriva pădurilor pentru extensiunea păşunilor s-a făcut în perioada 1920—1921, cînd s-au defrişat un milion ha de pădure pentru izlazuri comunale. „Aceste păşuni situate pe pante mari, folosite în mod neraţional, sînt astăzi în cea mai mare parte ruinate de procesul de eroziune de suprafaţă şi de adîncime" (18).

3. EROZIUNEA PRIN ŞIROIRE ŞI RAVINARE

Cuprindem în acest subcapitol eroziunea ce rezultă din scurgerile concentrate care prezintă însă tot un curs temporar. Unele diferenţieri în acţiunea acestora au făcut să se recunoască două grupe distincte: *eroziunea prin şiroire* ceea ce corespunde termenului francez *ruissellement* sau *érosion en rigole* şi celui englez de *rill-erosion*, diferită de *eroziunea prin ravinare* sinonimă termenului francez de *érosion par ravinement* şi celui englez *gully erosion*. Deşi ele se leagă genetic, derivînd una din alta pe cale evolutivă, se diferenţiază nu numai ca dimensiuni, ci şi prin unele caractere specifice.

Şiroirile. Scurgerea în pînză continuă a apelor pe pante prezintă o tendinţă inevitabilă de concentrare în şuviţe, deci de transformare în şiroire. Chiar pe suprafeţele netede pentru ochiul nostru, apa, în tendinţa ei de scurgere spre punctele cele mai joase, foloseşte toate adînciturile oricît de mărunte şi ocoleşte micile piedici întîlnite în cale. Acestea pot fi fisuraţii datorite dezagregării sau uscării de secetă, pot fi mici bulgăraşi de pămînt sau pietricele, smocuri de iarbă sau tufişuri lemnoase, micile cărărui de refugiu ale rozătoarelor spre vizuinile lor subterane, adînciturile foarte evazate datorite vîntului sau unor tasări extrem de uşoare etc. Asemenea neînsemnate accidente ale terenului sînt suficente pentru a întrerupe continuitatea scurgerilor de suprafaţă şi a face trecerea spre şiroire. Trebuie să adăugăm că, oricît de infimă ar fi concentrarea scurgerii la început, ea manifestă tendinţa de a se dezvolta mereu mai departe, deoarece este destul să se separe o şuviţă de apă mai mare pentru ca prin forţa ei de eroziune sporită să adîncească o mică rigolă. Către aceasta se adună apoi tot mai multă apă de pe margine, căci în curgerea sa apa caută linia cea mai adîncă. Micul şuvoi se măreşte treptat, iar albia lui de scurgere se adînceşte, întrucît debitul suplimentar de apă sporeşte energia lui cinetică. Transformarea aceasta se produce adesea foarte repede, într-o singură primăvară la topirea zăpezii sau chiar numai în timpul unei singure ploi torenţiale. Dintr-o scurgere în pînză continuă a apelor pe pantă, se ajunge astfel la o scurgere în mici şuvoaie paralele (*ruissellement en*

filets, wet-weather rills, Rillen). Treptat, datorită aceleiaşi tendinţe de concentrare a apelor, se trece la o reţea ramificată de şuvoaie mai mari, apoi la una tot mai rară, dar mai bine individualizată (fig. 147). Prin această concentrare a reţelei de scurgere se trece de la spălarea în suprafaţă la eroziunea prin şiroire sau *eroziunea liniară,* cum mai este denumită (fig. 148).

Unii cercetători consideră că şi activitatea micilor şuvoaie face parte tot din eroziunea de suprafaţă, atîta vreme cît rigolele rezultate nu depăşesc o adîncime care poate fi nivelată prin arătură. Şi de fapt este şi greu să se facă o separaţie absolută între curgerea în pînză continuă la care se identifică şi mici rigole şi cea cu începuturi de grupare a apelor în mici şuviţe. Tranziţia dintre acestea prezintă mai multe nuanţe. Fapt este că natura nu le separă. După topirea nămeţilor de zăpadă de exemplu, se vede cum o dată cu transportul particulelor fine de sol s-au produs şi mici rigole de concentrare, adînci de cîţiva centimetri, uneori paralele, alteori ramificate, deci într-o fază oarecum avansată de concentrare. La fel, pe taluzurile netezite de om (de exemplu la unele lucrări feroviare în săpătură), cum după o singură ploaie torenţială se individualizează o întreagă reţea de mici rigole.

Întrucît în curgerea ei apa tîrăşte şi firicele de nisip, bulgăraşi mai întăriţi de pămînt sau chiar pietricele, acestea contribuie la rîndul lor la mărirea forţei de eroziune a şuvoiului, lovind şi desfăcînd alte particule. În felul acesta iau naştere *rigolele de şiroire* despărţite între ele prin mici culmi lăţite la acelaşi nivel (fig. 149), ce nu este decît planul pe care s-a produs un timp oarecare spălarea în pînză a terenului. Pe fundul rigolelor se observă un mic pat de mîl, alcătuit din depunerea materialului purtat de scurgere şi care rămîne pe loc la încetarea acesteia. La capătul inferior al rigolei se văd de asemenea depuneri mai proeminente sau mai teşite după roca din care este format povîrnişul, mai nisipoasă ori mai argiloasă.

Unele rigole de şiroire iau naştere pe urma roţilor căruţei pe drumurile în pantă înmuiate după ploaie. Uneori acestea se adîncesc şi se lărgesc pînă sfîrtecă întreg drumul. La Babadag, chiar pe străzi pavate cu piatră cubică, scurgerile pe pantă, la ploi torenţiale mari, se adîncesc printre pietre creînd într-o singură noapte (cum s-a întîmplat în iunie 1954) un făgaş adînc de un stat de om în tot lungul străzii, iar materialul purtat colmatînd piaţa cu un depozit de peste jumătate de metru grosime.

Pe povîrnişuri mai puternic înclinate şi în anumite condiţii de rocă (mai tare şi cu impermeabilitate mai accentuată, cum sînt marnele), iau naştere nişte forme caracteristice de şiroire cunoscute sub denumirea de *piramide de pămînt.* Asemenea forme se văd în marnele roşietice de lîngă Berevoieşti pe valea Ialomiţei, unde acestea formează povîrnişuri cu înclinare de 45°. Pe alocuri se observă ca forme accesorii înguste hornuri sufozionale şi capete de hrube subterane. De mai mare amploare sînt piramidele de pămînt din Rîpa Roşie de lîngă Sebeş (154), pe un povîrniş înalt de circa 100 m, alcătuit dintr-o succesiune de conglomerate, gresii şi argile cu colorații diferite. Peisajul este impresionant (fig. 150).

În cazul unor formaţii friabile sau puţin coerente, în care sînt amestecate blocuri de rocă mai tare, iau naştere prin şiroiri forme cunoscute sub numele

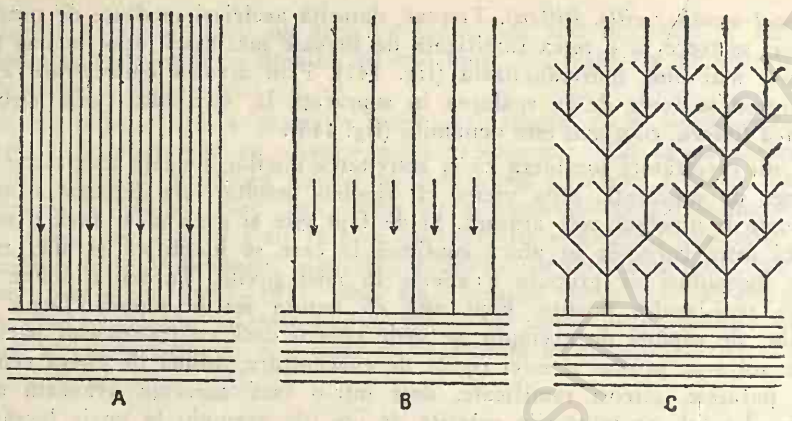


Fig. 147. — Schema individualizării şiroirii (după D. L. Armand). *A*, Curgerea în pînză; B, reţea paralelă de rigole; *C*, reţea arborescentă.

Fig. 148. — Tranziţia de la eroziunea de suprafaţă (sus) la cea liniară în mici rigole (mijloc şi jos), pe valea Şuşiţei aproape de Răcoasa (foto C. Chiriţă).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 149. — Formarea micilor rigole de şiroire la poalele povîrnişului spălat din dealul Ţîlfa (Moţăeni — Pucioasa). Adîncimea rigolelor 2 dm, rar peste această cifră.

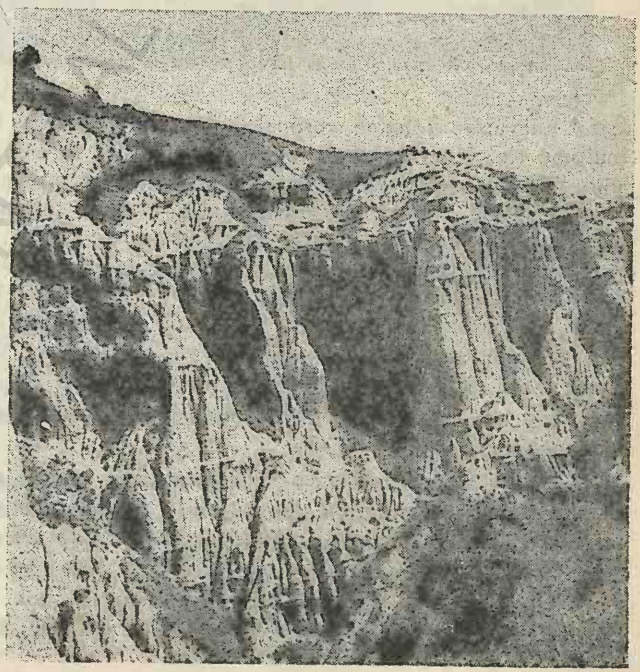


Fig. 150. — Piramide de pămînt în Rîpa Roşie lîngă Sebeş (foto Ş. Dragomirescu).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de *piramide coafate*[1]. Bolovanii sau părţile de rocă mai tare rezistă spălării, devenind cu timpul proeminente, apele de scurgere ocolindu-le primprejur. Se adîncesc astfel rigole în jurul lor, în care apa se strînge în mici şuvoaie care sapă mereu, lăsînd neatinsă chiar roca friabilă de sub aceste blocuri. Iau naştere

Fig. 151. — Piramide de pămînt (unele coafate) la Ritten, lîngă Boden în Elveţia (după o fotografie).

astfel adevărate coloane verticale ca nişte obeliscuri, uneori de mai mulţi metri înălţime (în America unele ajung pînă la 20 m înălţime), ce păstrează în vîrf bolovanii sau chiar numai brazde înierbate sub protecţia cărora s-au individualizat. Formele acestea sînt în genere efemere tocmai datorită friabilităţii sau necoerenţei depozitului în care iau naştere. Pe alocuri însă se menţin mai îndelungat, creînd peisaje originale. Vestite sub acest raport sînt piramidele coafate din Tirol (fig. 151), sculptate în morene glaciare. Şi în ţara noastră se întîlnesc piramide coafate, cu deosebire în marne sau în tufuri vulcanice, în Depresiunea Transilvaniei sau în Subcarpaţi (pe valea Oltului, în Muscel etc.). De fapt, aceste forme arată cît de adînc pot să înainteze procesele de şiroire în decursul timpului, ceea ce a putut sugera şi unele metode de măsurare a intensităţii şi ritmului cu care înaintează aceste procese.

Limita dintre eroziunea de suprafaţă şi cea de adîncime este doar convenţională şi se măsoară după dimensiunile rigolelor de şiroire. Unii consideră pînă la adîncimea de 20 cm a acestora, alţii pînă la 30 cm. Extinderea dincolo de

[1] În literatura franceză sînt cunoscute şi sub denumirile de *demoiselles, cheminées de fées*; în cea engleză *earth pillars* sau *hoodoos*, iar în cea germană *Erdpfeiler* sau *Erdpyramiden*.

această adîncime se consideră în genere ca o exagerare [1]. Spre deosebire de formele rezultate de pe urma eroziunii de adîncime, rigolele de şiroire prezintă oarecare instabilitate. În perioadele dintre ploi ele se pot nivela prin mici surpări,

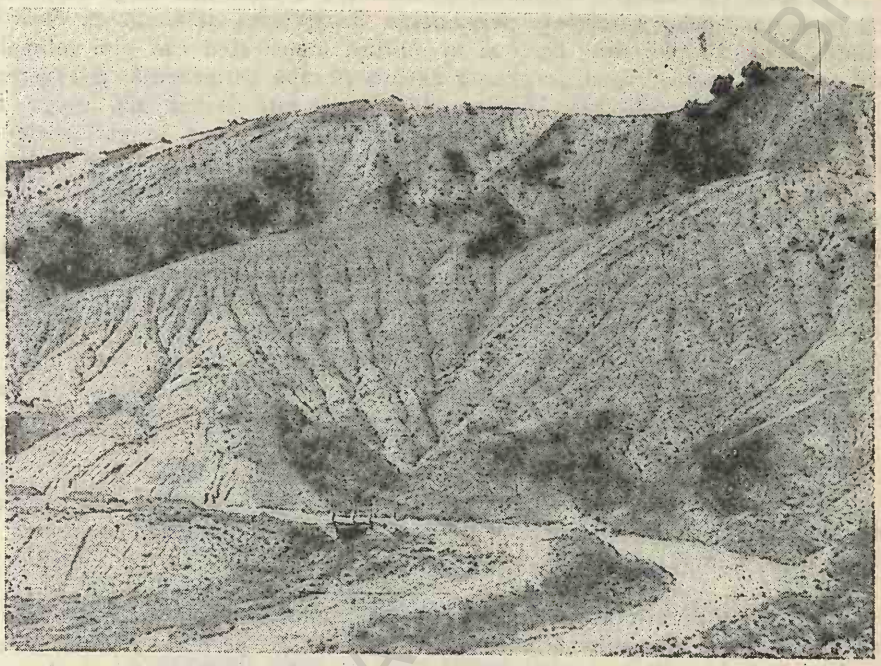


Fig. 152. — Şiroire favorizată de substratul argilo-marnos la Colacu (Vrancea). Tranziţie de la rigole la ogaşe (foto C. Chiriţă).

prin vînt sau prin arături. Numai cînd şănţuleţele de scurgere ajung la o formă stabilă, se consideră că începe eroziunea de adîncime (18).

Mai expuse la nivelare naturală sînt rigolele formate în roci slab coerente, ca nisipurile. Pe terenurile argiloase în genere nu iau naştere rigole de şiroire, deoarece prin înmuierea rocii de deasupra aceasta curge ca un fluid în suprafaţă. Din cauza unor condiţii contrare, rigolele nu iau naştere nici în rocile foarte puternic permeabile, cu spaţii largi între particule, deoarece apa se infiltrează cu repeziciune, anulînd scurgerea. De asemenea nu pot lua naştere rigole de şiroire nici pe rocile tari stîncoase. Cele mai favorabile pentru dezvoltarea şiroirii sînt rocile argilo-nisipoase, depozitele deluviale şi coluviale formate din materiale amestecate fine şi grosiere, nisipurile care prin umezire îşi sporesc la început coeziunea, mai cu seamă cînd cuprind şi particule relativ fine (fig. 152). Pe loess şiroirea este în genere slabă nu atît datorită infiltrării relativ abundente, cît mai ales datorită specificului acestei roci de a se desprinde pe verticală, dînd

[1] Cum este cazul Standardului de stat nr. 3 636/53, care fixează această limită la 50 cm, ceea ce este combătut de specialişti (18, p. 525).

abrupturi de 90°, astfel că pe ele scurgerea devine practic nulă. Doar pe taluzurile de năruire de la baza povîrnişurilor acestora, pe plan oblic, se pot dezvolta şiroirile.

În raport cu condiţiile climatice, şiroirea are o mult mai largă răspîndire decît eroziunea apelor curgătoare permanente, deoarece ea se formează chiar în ţinuturile aride cu ploi rare, chiar şi în pustiuri atunci cînd cad ploi întîmplătoare, pe cînd, pentru organizarea unor cursuri de apă permanentă, este necesar un minim de precipitaţii (care în climatul temperat este de 250 mm anual). De asemenea şiroirile sînt posibile chiar în regiunile periglaciare în perioadele de dezgheţ, fiind în oarecare măsură favorizate, pe de o parte, de substratul îngheţat, ce se comportă ca un pat impermeabil pe care pătura de la suprafaţă se înmoaie puternic, pe de altă parte de lipsa sau rărimea vegetaţiei. Dar şiroirea este şi frînată de procesele de crioturbaţie (distrugerea coeziunii coloidale prin îngheţ face ca roca să se satureze de umiditate şi să curgă în stare solifluidală). Această antiteză dintre şiroire şi crioturbaţie face ca de la o anumită latitudine cea dintîi să cedeze cu totul locul celei de-a doua. În felul acesta şiroirea poate fi întîlnită de la ecuator pînă dincolo de cercul polar, doar cu unele întreruperi în ţinuturile total lipsite de ploi. Ea capătă intensitatea cea mai mare în zona mediteraneană.

Gradaţiile eroziunii prin şiroire se notează cu aceleaşi cifre (de la 1 pînă la 5) ca şi la eroziunea de suprafaţă, adăugîndu-se la fiecare şi indicaţia prin litera S. Categoriile se stabilesc pe aceleaşi criterii de adîncire în raport cu înlăturarea orizonturilor solului, ca în tabelul nr. 1.

Ravinaţia. Reprezintă o intensificare a proceselor de eroziune, pe de o parte, întrucît încrustează mai adînc semnele activităţii sale, iar pe de altă parte întrucît formele de relief rezultate nu mai sînt efemere, ci se înscriu în peisaj ca elemente de durată şi într-o primă fază în continuă dezvoltare. Dacă o rigolă de şiroire poate fi nivelată prin arătură, pe locul ei rămîne totuşi o uşoară lăsătură, aproape invizibilă, căci o parte din sol a fost transportat de ape, ceea ce a produs un mic deficit local. La o nouă topire a zăpezilor sau la alte ploi, apele vor urma aliniamentul acesta ceva mai coborît, vor spăla din nou şi vor crea o nouă rigolă, care va putea să fie iar astupată cu plugul, dar an de an adîncirea ei creşte şi în urma vreunei ploi torenţiale mai puternice se individualizează un făgaş mai adînc, pe care fierul plugului nu-l mai poate nivela. Ia naştere astfel un *ogaş*, care se caracterizează ca o formaţie torenţială incipientă ce poate varia ca adîncime de la 0,30 m la 2 m. În profil longitudinal acesta păstrează traseul povîrnişului pe care şi-a croit drum.

Aceasta este forma elementară a eroziunii de adîncime şi ia naştere pe terenuri în pantă accentuată, pe care s-a produs într-o formă oarecare intervenţia omului (de exemplu prin distrugerea pădurii, prin slăbirea rezistenţei pajiştilor datorită suprapăşunatului, prin arături orientate din deal în vale, prin trasee de drumuri ori şanţuri care nu ţin seamă de condiţiile de relief etc.). Dacă, în prima fază de individualizare a ogaşului, procesul erozional poate fi oprit prin lucrări relativ simple (arătură, gunoire şi însămînţare cu ierburi), într-o fază mai înaintată, pentru stăvilirea procesului se cer lucrări complicate şi costisitoare. Aceasta se întîmplă cu deosebire după ce ogaşul a străbătut întreaga pătură de

sol şi a ajuns la rocă, mai ales cînd roca de dedesubt este friabilă, cînd eroziunea poate lua dimensiuni şi ritm de dezvoltare ameninţătoare (169).

Lungimea ogaşelor este variabilă. În regiunile deluroase se pot extinde asupra întregului versant sau pînă unde survine o schimbare de pantă în sensul atenuării ei, pe care se depune de obicei materialul transportat. Cu deosebire în

Fig. 153. — Ogaşe şi ravene rămurate pe povîrnişurile marnoase din NV Depresiunii Vidra — valea Putnei (foto C. Chiriţă).

zonele de stepă şi silvostepă ogaşele pot atinge lungimi considerabile (sute de metri). Ogaşele pot avea un traseu simplu (fie rectiliniu pe povîrnişuri cu înclinare uniformă, fie cotit pe povîrnişuri cu declivităţi diferite) sau unul rămurat, care trădează agresivitatea eroziunii (fig. 153). În secţiune ogaşul are de obicei profilul în V mai închis, ori mai larg după felul rocii mai dure, ori mai friabile în care a luat naştere. Întrucît fundul se aplatizează prin slabe depuneri (mai ales pe porţiunile cu pantă mai redusă), profilul poate lua uneori forma de trapez.

Ravena (rîpă)[1] reprezintă o fază mai înaintată în eroziunea de adîncime. Convenţional se consideră că ea începe de la 3 m adîncime, adică de acolo unde ogaşul a străbătut întreaga pătură de sol şi pătrunde în rocă, şi poate ajunge la cîteva zeci de metri adîncime (fig. 154).

Ca şi ogaşul din care provine, ravena poate avea formă simplă sau rămurată. La forma simplă se pot deosebi : *vîrful ravenei,* partea superioară, cu abrupturi accentuate, în permanentă transformare datorită agresivităţii cu care ea înaintează spre amonte ; *malurile ravenei,* puternic povîrnite şi lipsite de vegetaţie în faza iniţială, supuse unei intense spălări şi surpări ; *fundul ravenei,* plin de

[1] *Ravin* (în fr.), *gully* sau *gill* (în engl.), *ovrag* (în rusă) etc.

neregularităţi, cu căderi în trepte, cu îngrămădire de material surpat de pe maluri sau împins de ape din amonte.

Eroziunea lucrează activ în toate cele trei părţi ale ravenei, însă în moduri diferite. La vîrful ravenei se înregistrează activitatea cea mai intensă, datorită pe de o parte apelor ce se scurg pe pantele vecine şi debuşează vijelios prin cădere

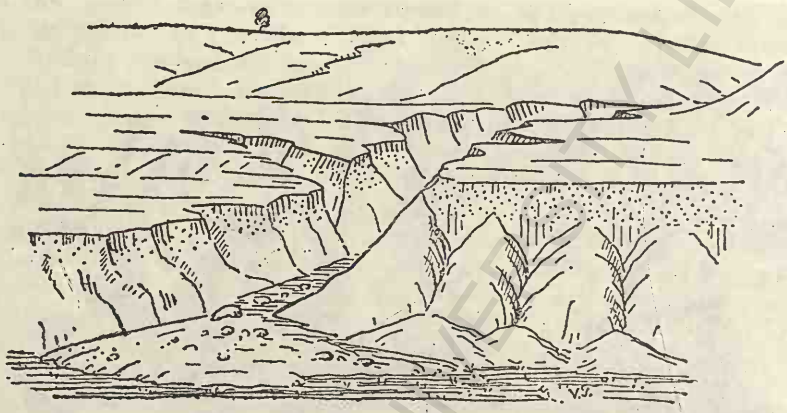


Fig. 154. — Ravenă într-o terasă a Putnei aproape de Tulnici (Vrancea). În cuvertura pietrişurilor de terasă (punctat), abrupturi ; dedesubt, mici şiroiri secundare.

în rîpa de la vîrful ravenei, pe de altă parte datorită unor procese anexe de surpare, tasare, alunecări. Întreg acest complex de procese erozionale este cunoscut sub denumirea de *eroziune de obîrşie*. Acestea se intensifică atunci cînd pe panta din susul ravenei există anumite drumuri, hotare sau şanţuri care îndrumează scurgerile în mod concentrat spre vîrful ravenei.

Pe fundul ravenei se produc eroziunea şi transportul sub înrîurirea şuvoiului de apă ce se acumulează în întregul bazin al ravenei fie din ploi torenţiale, fie din topirea zăpezilor (menţionăm că în mod obişnuit ravenele, ca şi ogaşele se umplu cu zăpadă chiar atunci cînd pe porţiunile plane din jur aceasta a fost spulberată de vînturi). Cantitatea de apă scursă, proporţional foarte mare faţă de acţiunea ravenei, dă posibilitatea mişcării prin împingere sau prin rulare chiar bolovanilor de mărime şi greutate impresionantă, prin săltarea lor în apă. Dar, pentru faptul că puhoiul acesta de ape nu durează mult, totul se opreşte dintr-o dată şi rămîne pe loc într-o răspîndire haotică. Aceasta este ceea ce s-a numit *eroziunea de fund* a ravenei.

În sfîrşit, pe maluri apele ce provin de pe cîmpul alăturat sînt de obicei în cantităţi mult mai reduse (direcţia generală a scurgerii fiind cea paralelă cu axul ravenei), deci curgerea spre malurile ravenei este doar întîmplătoare, eroziunea prin ape ia astfel proporţii reduse. Cînd însă povîrnişul pe care se individualizează ravena prezintă înclinări complexe, astfel că scurgerea laterală pe maluri este destul de abundentă, se produc şiroiri de mal care cu timpul se pot dezvolta prin concentrare, astfel că unele reuşesc să se dezvolte ca nişte mici

ravene laterale, care s-au numit *ravene de mal* (fig. 155). Prin înaintarea acestora se face trecerea de la ravena simplă la cea complexă, la *ravena ramificată*. În legătură cu activitatea erozională a malurilor, trebuie să menţionăm şi diferenţierea ce se creează între ele în raport cu orientarea lor. Astfel, malurile însorite ale ravenelor mai uscate sînt în genere mai expuse la procesele secundare de ero-

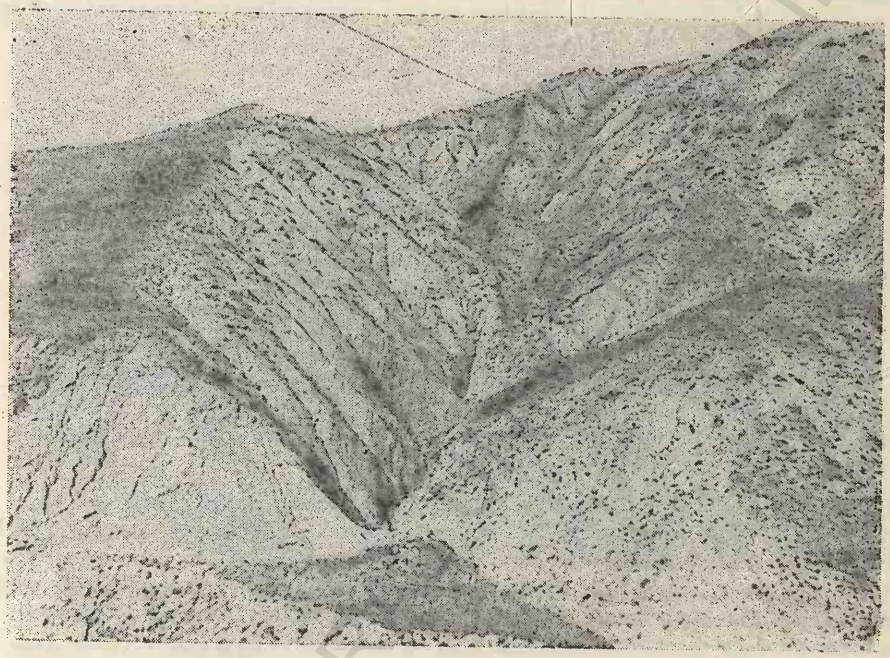


Fig. 155. — Ravene de mal la Valea Sării (Vrancea).

ziune (surpări, mici tasări etc.), în vreme ce malurile umbrite, mai revene, tind a se înierba mai repede şi devin astfel mai rezistente la procesele de distrugere (fig. 156). Ele evoluează spre o teşire lentă în măsura în care vegetaţia se îndeseşte.

Ravena rămurată reprezintă un stadiu de trecere spre *valea torenţială*. Aceasta este forma cea mai complexă rezultată de pe urma eroziunii de adîncime. Ea poate ocupa o suprafaţă destul de mare (1 000—1 500 ha) şi atinge lungimi de mai mulţi kilometri. Poate fi activată de eroziune numai în anumite părţi (de exemplu spre obîrşii şi lateral prin ravenele laterale), în vreme ce în alte sectoare poate prezenta pante domoale, stabilizate şi înierbate în mod natural. Despre părţile văii torenţiale şi modul cum se desfăşoară activitatea erozională, cea de transport de acumulare în cuprinsul ei, se va trata la organismul torenţial.

Din cele arătate se pot desprinde stadiile de dezvoltare a ravenelor de la formele elementare de şiroire pînă la valea torenţială. Începutul formării lor trebuie căutat în rigolele produse prin eroziunea de suprafaţă, cînd acestea depăşesc adîncimea la care pot fi nivelate prin arături (30—50 cm). Acesta este primul

stadiu în evoluţia ravinaţiei, cînd profilul longitudinal al ogaşului imită pe cel al reliefului pantei cu toate neregularităţile acesteia (104). Ritmul de dezvoltare a proceselor din prima fază este mai încetinit în pajiştile dese şi în pădure şi foarte activ în terenurile deşelenite şi lucrate agricol de pe pante. De asemenea este încetinit pe povîrnişurile alcătuite din roci dure şi, chiar dacă acestea au

Fig. 156. — Ravene de mal între Colacu şi Bîrseşti în facies marno-argilos (Vrancea). Diferenţe la versanţi în raport cu orientarea (foto C. Chiriţă).

înclinări mari în ţinuturi de munte, eroziunea rămîne multă vreme pe loc. Dimpotrivă, în rocile mai friabile sau lipsite de coeziune (loess, nisipuri) eroziunea trece foarte repede prin acest stadiu, intervenind şi sufoziunea (fig. 157).

În stadiul II, eroziunea se află în plină activitate în toate cele trei părţi ale ravenei. La vîrf progresează prin surpări, astfel că ravena înaintează mereu spre obîrşie. Totodată eroziunea de fund face progrese necontenite, adîncind ravena.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

surpare iau o amploare considerabilă. Pe fundul ravenei se adună în dezordine materialul năruit de pe maluri. În stadiul acesta, ravenele sînt cel mai greu de combătut, trebuind să se lucreze simultan în cele trei părţi ale lor : consolidarea vîrfului (prin baraje, pereţi de susţinere etc.) pentru a opri înaintarea spre obîrşie, consolidarea fundului (prin zăgazuri, împletituri) pentru a împiedeca dezvoltarea eroziunii spre vîrf, care, prin surpări regresive, ar nimici lucrările. De asemenea sînt necesare şi unele lucrări pentru fixarea malurilor.

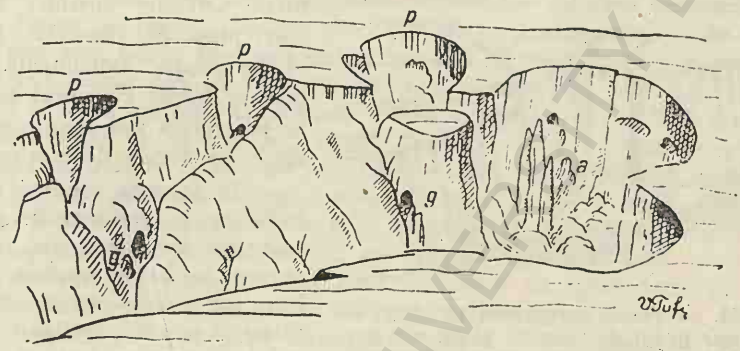


Fig. 157. — Ravenă cu obîrşie sufozională în loess, aproape de Hîrşova. *p*, Pîlnii ; *a*, aven ; *g*, guri de hrube sufozionale.

Stadiul III începe cînd gura ravenei atinge nivelul rîului în care se deschide, adică atinge *nivelul de bază* local al eroziunii. Din acel moment profilul longitudinal al ravenei tinde spre *profilul de echilibru*, de formă parabolică, cu înclinarea mai accentuată spre obîrşie. De la această regulă fac excepţie ravenele mici şi mai ales cele care străbat formaţiuni puternic permeabile (nisipuri sau pietrişuri), unde infiltraţia accentuată şi deci scăderea debitului spre vărsare are drept consecinţă o mişcare a eroziunii şi formarea unei convexităţi în fundul albiei. De asemenea, în formaţiuni cu succesiune de strate de tării diferite, persistă în albie o serie de *praguri* structurale. În situaţia apropierii de profilul de echilibru, eroziunea de fund în albie slăbeşte la debuşarea în valea rîului, unde se formează un *con de dejecţie* din materiale aduse de apă. Deschiderea secţiunii transversale a ravenei se lărgeşte, malurile tind spre pante mai reduse în raport cu nivelul stabilizat al fundului, ceea ce se produce prin surparea treptată a pereţilor verticali şi acumularea unei mase de năruituri la bază. Pe aceste taluzuri de năruituri, încep să se fixeze plantele pionier, care se întind treptat în sus. În această fază combaterea eroziunii se mai simplifică : eroziunea de fund şi cea de vîrf pierzînd din intensitate în acele părţi, se cer lucrări mai reduse (doar în vecinătatea ultimelor trepte, unde se mai produce local eroziunea în albie) ; atenţia se îndreaptă cu deosebire asupra dinamicii foarte active de pe maluri.

În stadiul IV, datorită stabilizării profilului longitudinal apropiat de linia profilului de echilibru, eroziunea de fund încetează aproape cu totul, abrupturile de la obîrşie se micşorează ca înclinare, iar alungirea înspre amonte se opreşte ; eroziunea continuă (mai potolită) în maluri, care tind mai departe spre domolirea pantelor pînă la unghiul de taluz normal al rocii constituente, ceea ce duce la o

lărgire a ravenei. Vegetația fixează treptat versanții, pe care începe procesul de solificare. În același timp fundul ravenei se aluvionează transformîndu-se într-o mică albie. La sfîrșitul acestui stadiu ravena devine *vale*.

Menționăm că stadiile enumerate se succed pentru aceeași ravenă în decursul timpului, dar se pot întîlni, la ravenele mai mari, simultan pe mai multe dintre sectoarele acestora: o porțiune sau o ramură putînd aparține unui stadiu mai înaintat, alta unui stadiu incipient. Cu alte cuvinte, ravenele de mari proporții, rămurate, nu ajung o vreme relativ îndelungată la stabilitate pe întreg cuprinsul lor, deoarece se pot forma noi ramificații sau deschide noi focare de eroziune.

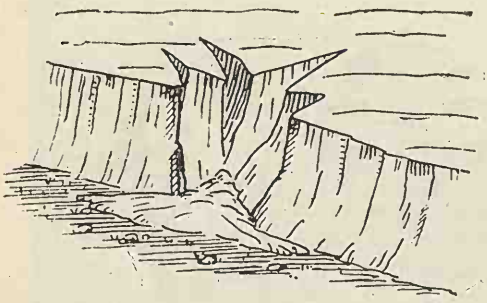


Fig. 158. — Hunie (organism torențial avînd doar bazin de recepție și un mic con de dejecție rudimentar), formă frecventă pe malul Dunării în Oltenia.

În anumite condiții de rocă, de înclinare a versantului pe care se adîncește eroziunea ș.a., se dezvoltă ravene de forme speciale. Menționăm între ele *huniile*, ravene scurte, pe povîrnișuri puternic înclinate, la care canalul de scurgere lipsește, forme frecvent întîlnite pe versantul dunărean dintre Tr. Severin și Calafat sau chiar pe unele maluri înalte din apropiere de București (fig. 158). În malurile de loess, acestea pot lua forma unor ravene secționate, datorită conlucrării cu procesele sufozionale. Exemple tipice se văd în malul terasei Buzăului aproape de confluența cu Slănicul, la sud de Săpoca (fig. 89). De dimensiuni mai ample sînt rîpele sufozionale preluate de eroziunea torențială, care se întîlnesc în malul dunărean dinspre Bărăgan. Unii autori menționează de asemenea *hîrtoape de eroziune*, deosebite de cele de alunecare, ca o căldare de convergență a mai multor orașe sau ravene, cum este hîrtopul de la Hinova din raionul Tr. Severin (18).

Pentru notarea diferitelor forme rezultate de pe urma eroziunii de adîncime se folosesc unele cifre și simboluri. Astfel în raport cu desimea ogașelor și ravenelor se folosesc următoarele cifre:

7 pentru ogașele mai depărtate de 30 m unele de altele;
8 pentru ogașele și ravenele dese (sub 30 m depărtate);
9 pentru ogașele și ravenele foarte dese și ramificate.

Pentru a se menționa și adîncimea, se adaugă la cifrele de mai sus simbolurile: V pentru ogașe (deci cu adîncime de 0,3—2 m) și W pentru ravene (mai adînci de 3 m). Se mai folosește și indicarea acestora prin linii colorate: ogașele izolate prin linie roșie întreruptă, ogașele de fund de vale prin linie roșie continuă, iar ravenele prin linie roșie șerpuită.

Pentru notarea grosimii depunerilor se folosește: semnul + pentru depozitele pînă la 30 cm, 1+ pentru depunerile groase de 30—60 cm, 2+ pentru cele groase de 60—90 cm și așa mai departe cu o unitate mai mult pentru fiecare 30 cm creștere în grosime. Unii cercetători (2) mai recomandă și simboluri pentru proveniența acumulărilor după orizontul de sol din care s-au format.

Organismul torenţial. De mai bine de 100 de ani de cînd se studiază torenţii (Surell, 1841), ape temporare năvalnice datorită ploilor repezi şi pantelor puternic înclinate pe care se scurg şi de aceea cu mare putere de distrugere[1], s-a ajuns treptat la concluzia că există o strînsă legătură între modul de acţionare a acestei forţe în plină desfăşurare şi formele la care dă naştere; că dinamica acestor curgeri intermitente şi formele rezultate alcătuiesc o unitate intercondiţionată. Acestei unităţi între mişcare şi formă i s-a aplicat termenul de *organism torenţial.* Torentul este forţa care acţionează, organismul torenţial înmănunchează agentul cu forma pe care o făureşte (29). Şi trebuie să remarcăm că în această noţiune se cuprinde întreg şirul proceselor eroziunii de adîncime ce se manifestă, de la rigolele mărunte pînă la ravenele cele mai mari şi mai complexe.

Modul în care lucrează organismul torenţial este atît de vizibil şi atît de categoric diferenţiat de al celorlalţi agenţi, încît în condiţii climatice asemănătoare cu ale ţării noastre ajunge cel mai caracteristic agent modelator al scoarţei. Acesta dă indicaţii generale şi asupra eroziunii fluviale, numai că în cazul celei torenţiale totul se desfăşoară în forme mult mai brutale, de maximă intensificare, pe care eroziunea fluvială, mai calmă, n-o atinge niciodată. Dar ca şi apele curgătoare permanente, organismul torenţial reprezintă un agent denudator complet, îndeplinind întreaga succesiune a celor trei activităţi: de eroziune, transport şi depunere, doar că lucrează cu întreruperi, uneori foarte lungi, iar forţa lui se datoreşte exclusiv apelor de ploaie, manifestîndu-se numai în timpul sau imediat după căderea acestora.

Încă de la începutul cercetărilor privitoare la torenţi, s-au recunoscut la aceştia trei părţi distincte ca formă, îndeplinind funcţiuni deosebite în acţiunea lor de modelare: *bazinul de recepţie* sau de colectare a apelor, *canalul de scurgere,* în lungul căruia se concentrează şuvoiul principal sau torentul, şi *conul de dejecţie* sau de împrăştiere, unde se depun materialele purtate de apă.

Bazinul de recepţie (catchment basin (în engl), *Sammelbecken* (în germ.) este, la o ravenă simplă de formă liniară, însuşi vîrful acesteia. La o ravenă ramificată, cuprinde ansamblul teritoriului de pe care se adună aceste ramificaţii. O categorie intermediară o constituie ravenele liniare cu obîrşie circulară, unde atacul se dă cu intensitate pe toate laturile. Forma din urmă se consideră a fi cea mai agresivă. Menţionăm că în bazinul de recepţie apele de ploaie se adună nu numai prin făgaşurile adîncite ale ramurilor ravenei, ci şi prin ogaşe şi rigole mărunte, care se strîng convergent împînzind toată aria dintre acestea. Pe fiecare dintre ele aversele sapă şi transportă particule de rocă, provoacă surpări, înaintează spre obîrşii.

Canalul de scurgere (*Abzugskanal* în germ.), de obicei un jgheab îngust şi adîncit între maluri abrupte, cuprinde blocuri enorme şi materiale mai mărunte, părăsite în dezordine după fiecare curgere torenţială. În această parte predomină transportul. Cînd se încarcă cu mari cantităţi de apă în mişcare, chiar bolovanii cei mai mari pot fi săltaţi, rulaţi, sfărîmaţi de şuvoaie. Dar curentul apei, sporindu-şi puterea de distrugere şi prin materialele cu care se încarcă, exercită o puternică eroziune atît pe margini în malurile canalului de scurgere pe care le surpă, cît şi în patul îngust al acestuia unde se adînceşte. De-a lungul canalului de scurgere

[1] Se consideră abuzivă folosirea termenului de *torent, torenţial* pentru apele cu curs permanent, oricît de mari variaţii de debit ar prezenta ele.

rezultă astfel o succesiune de rupturi şi întîrzieri de pantă ca o coborîre în trepte. Eroziunea şi acumularea se succed astfel în lungul canalului de scurgere. La rupturile de pantă pe fundul canalului, şuvoiul se aruncă zgomotos peste repezişuri erodînd puternic, ceea ce face ca acestea să reculeze spre obîrşii. Pe porţiunile de domolire a pantei se depun materiale purtate, ca „pe o linie de garaj" (cum se exprimă un geograf francez).

Conul de dejecţie sau *agestrul*[1] este partea terminală unde ravena se deschide în valea principală a unui rîu. Schimbarea bruscă de pantă face ca viteza apelor să se reducă, acestea să se împrăştie domolite, iar puterea lor de transport scăzînd să lase pe loc materialele aduse : mai întîi pe cele mai mari şi mai grele pe care nu le mai poate mişca, iar mai departe şi pe cele mai mărunte. Materialele aduse de fiecare scurgere depunîndu-se unele peste altele formează la partea terminală o bombare care poate constitui de la o vreme o adevărată piedică în calea noilor depuneri. Curgerea este astfel nevoită să-şi schimbe drumul pe de lături, unde locul a rămas mai jos. După un timp însă şi partea aceea se înalţă prin depunerea de bolovani şi mîl, astfel că la o nouă viitură curentul apei se poate strămuta mai încolo sau chiar în cealaltă latură (fig. 159). Ia naştere astfel o depunere cu contururi triunghiulare, mai înălţată în vîrful de la capătul ravenei şi mai coborîtă spre periferie. Fiind uşor bombată ca o secţiune de con, i s-a dat denumirea de con de dejecţie, care, cu toate defectele ei, s-a răspîndit atît de mult încît greu poate fi înlocuită. Mai potrivit este termenul de „evantai" *fan* folosit în literatura geografică engleză.

De fapt, această abatere a curentului apelor dintr-o parte într-alta a agestrului şi suprapunerea depunerilor cînd într-un loc, cînd în altul fac ca depozitul luat în întregul lui să se prezinte ca o suprapunere de multe mici agestre îmbinate ca nişte solzi unul peste altul (29). Lucrul acesta se vede bine în orice secţiune naturală sau într-un taluz de săpătură într-un con de dejecţie : o *stratificaţie încrucişată* numită şi *stratificaţie torenţială* ca o serie de lentile clădite unele peste altele. O asemenea structură caracterizează nu numai depunerile torenţiale, ci e comună şi depunerilor aluvionare ale apelor curgătoare. G. Vâlsan a remarcat-o în depunerile din Cîmpia Română chiar în nisipurile din preajma capitalei (fig. 160).

Dar conul de dejecţie prezintă o întreagă serie de caracteristici care-l diferenţiază net de alte depuneri de la poalele versanţilor. Astfel, pietrişurile din care este alcătuit sînt mai totdeauna rulate. De asemenea, spre deosebire de conurile de grohotiş, unde fragmentele cele mai mari ajung prin rostogolire tocmai spre periferiile formaţiunii, în vreme ce fragmentele mai mărunte rămîn la partea superioară (datorită diferenţelor de viteză ce iau naştere în raport cu masa acestora sub impulsul gravitaţiei), la conurile de dejecţie, dimpotrivă, pietroaiele cele mai mari rămîn la partea superioară a formaţiunii, iar cele mai mărunte înaintează spre periferii, întrucît şuvoiul de apă care le împinge îşi pierde treptat puterea de transport, răsfirîndu-se spre marginile agestrului.

---

[1] După un termen popular de origine latină păstrat prin unele regiuni ale ţării (Munţii Apuseni, Munţii Neamţului etc.), *alluvial cone* (în engl.), *Schwemmkegel* (în germ.).

De asemenea înclinarea generală a conurilor de dejecţie este mult mai redusă (unii socotesc că aceasta ar putea atinge doar 5—6°, alţii că pot merge pînă la 10—12°) decît a conurilor sau taluzurilor de grohotiş, ce pot avea înclinări deosebit de accentuate (chiar peste 30°).

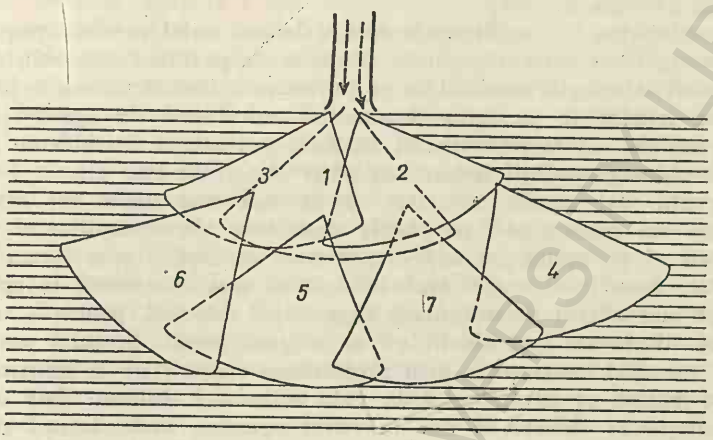


Fig. 159. — Formarea conului de dejecţie prin necontenita strămutare a depunerilor.

Fig. 160. — Stratificaţie încrucişată în nisipurile din preajma Bucureştiului (schiţă după o fotografie de G. Vâlsan).

Puterea de împingere exercitată de agestre este atît de mare, încît un şir de asemenea formaţii dintr-o margine a unei văi poate pricinui strămutarea cursului rîului pînă sub malul din cealaltă latură a văii. Situaţia se întîlneşte mai ales în zonele cu frecvente formaţiuni torenţiale, în Vrancea, în bazinul supe-

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rior al Argeşului etc. În cazul cînd două organisme torenţiale de pe versanţi opuşi debuşează în valea principală faţă în faţă, materialele depuse de acestea în conuri de dejecţie se pot contopi într-un fel de baraj natural, îndărătul căruia se strîng apele rîului formînd un lac de acumulare, fenomen semnalat în unele părţi ale Alpilor francezi (36).

Prin activitatea lor, organismele torenţiale pot astfel produce pagube mari, ce se împart în două categorii : unele, rezultate de pe urma eroziunii, care sfîrtecă pe alocuri întinderi considerabile pe povîrnişuri, transformîndu-le în terenuri neproductive, altele, de pe urma depunerilor sub formă de agestre, care pot împotmoli şoselele, căi ferate, terenuri agricole, pot astupa deschiderea podurilor şi ameninţa chiar gospodării izolate sau părţi întregi de sate etc.

Observaţii mai atente au arătat că de cele mai multe ori organismele torenţiale nu iau naştere nici pe părţile superioare ale versanţilor şi nici spre baza acestora, ci pe partea lor mijlocie, ceea ce se explică prin forma generală a versanţilor, domolită la cele două extreme şi mai accentuată la mijloc. De acolo începe mai adesea să se formeze organismul torenţial, pentru a se extinde apoi treptat atît în sus spre obîrşii, cît şi în josul pantei. În susul povîrnişului, organismul torenţial progresează prin accentuarea rupturii de la obîrşie, care se produce pe măsură ce şuvoiul cară la vale materialul dislocat. Este un proces de subminare ce se observă în mic la vîrful ogaşelor, unde deseori stratul de sol vegetal întărit prin pîsla rădăcinilor se menţine încă un timp fără suport sau spînzură deasupra obîrşiei găurite ca o vizuină dedesubt. Vîrful organismului torenţial înaintează astfel mereu în sus, fie liniar, fie ramificat. În cazul cînd ramurile acestea se strîng toate într-un singur loc, ca degetele unei mîini, eroziunea lucrează cu foarte mare repeziciune în locul de convergenţă, care se adînceşte, iar bazinul de recepţie în „labă de gîscă“ se extinde în toate părţile cu mare putere de distrugere.

Spre partea inferioară a povîrnişului, organismul torenţial se prelungeşte treptat. Materialele rezultate de pe urma eroziunii de la obîrşie sînt la început împrăştiate de şuvoiul apei ca o dîră prelungă prin iarbă în jos de ruptură. Ulterior, în măsura în care se produce adîncirea de la obîrşie, şiroirea rupe pragul micii contrapante formate şi se adînceşte sub ea. Depunerea se strămută mai la vale, pentru a fi iarăşi segmentată de şuvoi, şi procesul continuă astfel în jos pe povîrniş. Numai cînd atinge, cu partea inferioară, un plan apropiat de orizontală (albia unei văi sau tăpşanul unei terase) începe a se forma conul de dejecţie, astfel că organismul torenţial ajunge la formare deplină, iar eroziunea de fund în lungul întregului canal de scurgere se reglează în raport cu acest nivel terminal.

Se pot face unele apropieri între modul de lucru al organismului torenţial şi al apei curgătoare permanente, dar şi unele diferenţieri datorită faptului că la cel dintîi agentul denudator, apele torenţiale, lucrează cu opriri uneori destul de îndelungate şi cu reluări vijelioase de scurtă durată, spre deosebire de apele curgătoare (rîuri, fluvii) ce lucrează continuu, dar calm.

Astfel, în locul canalului de scurgere îngust şi povîrnit, în continuă transformare a organismului torenţial, apele curgătoare creează *văi* care se diferenţiază prin lărgimea lor (mai mare sau mai mică după rocile în care sînt săpate), complexitatea formelor versanţilor (în raport cu stadiul lor de evoluţie) şi lungime (de la cîteva sute de metri la un organism torenţial pînă la sute şi mii

de kilometri la o vale). Organismul torenţial se poate forma în răstimpul unei vieţi omeneşti sau chiar numai al cîtorva ani, în vreme ce valea se formează şi se desăvîrşeşte într-o perioadă foarte îndelungată de timp. Conul de dejecţie, parte foarte dezvoltată şi foarte caracteristică la orice organism torenţial, poate să lipsească cu desăvîrşire la o apă curgătoare permanentă, deoarece, prin însăşi vărsarea apelor din afluent în rîul principal, acesta preia şi duce mai departe într-o perfectă continuitate aluviunile purtate de primul. În felul acesta nu iau naştere depozite asemănătoare agestrului decît în condiţii cu totul speciale (de exemplu schimbarea bruscă de pantă şi ca urmare şi a vitezei de scurgere), dar şi atunci în forme particulare, mult teşite sau fragmentare. Apele curgătoare se alimentează din izvoare, pe cînd organismele torenţiale se alimentează exclusiv din ploi, de unde şi intermitenţa scurgerilor care iau naştere.

Şi la apele curgătoare există, în proporţii diferite după condiţiile climatice sau de vegetaţie deosebite, o alimentare din apa ploilor scurse pe povîrnişuri. Uneori aceasta poate covîrşi cu mult debitul permanent al pîraielor sau rîurilor respective, dînd mari variaţii de nivel de felul „undei mari" de care am făcut menţiune la afluenţii din bazinul mijlociu al Buzăului. S-a ajuns chiar la calificarea de „torenţial" pentru un asemenea regim de scurgere. Dar aceste situaţii reprezintă abateri de la regula normală, caractere netipice, şi deci particularităţi ale apelor curgătoare, care nu trebuie luate în considerare decît ca făcînd parte dintr-o categorie de tranziţie între organismele torenţiale şi bazinele fluviale normale, categorie despre care ne vom ocupa mai departe.

Cu toate diferenţele semnalate, există fără îndoială o înrudire şi chiar o filiaţie între torent şi apa curgătoare permanentă : „organismul torenţial precedă pe cel fluvial ; torentul e un mugure de vale", cum se exprimă G. Vâlsan (29). Ba chiar, cum am putea adăuga, coexistă în aceleaşi locuri, conlucrează şi se întregesc între ele pe uriaşe întinderi în actuala situaţie a folosirii terenurilor. Organismul torenţial apare astfel ca un agent denudator complet ce îndeplineşte toate cele trei activităţi care modifică esenţial aspectul reliefului : eroziune, transport, depunere. Toate aceste activităţi, care la apele curgătoare permanente iau forme organizate şi ritm potolit, la organismele torenţiale se dezvoltă impetuos, în forme dezordonate.

Desfăşurarea naturală a proceselor de eroziune. Dezvoltarea eroziunii de adîncime, care dă naştere la şiroiri şi ravenaţie, pe scurt eroziune torenţială, nu se produce oriunde, ci numai acolo unde s-a creat un dezechilibru în peisajul natural prin intervenţia antropică. Pe terenuri bine înierbate sau compact împădurite, eroziunea de suprafaţă se desfăşoară în proporţii atît de reduse, încît practic nu se observă, astfel că, sub raportul aplicaţiilor de teren, locurile sînt considerate ca lipsite de eroziune. Pe de altă parte, presupunînd o concentrare a scurgerilor în şuvoaie însemnate, eroziunea de adîncime nu poate lua naştere în condiţiile covorului vegetal intact — de pajişte sau de pădure —, datorită condiţiilor speciale de întîrziere a scurgerilor şi de infiltrare de pe terenurile cu asemenea acoperire. Ea se dezvoltă cu precădere acolo unde sînt create condiţii artificiale prin defrişări, prin cultivarea terenurilor în pantă accentuată şi prin diferite lucrări care întrerup continuitatea covorului vegetal sau a solului. Aşa se explică contrastele ce apar uneori între teritorii spaţial apropiate, cu acelaşi substrat litologic şi cu pante cam de aceeaşi înclinare, dintre care unele sînt

sfîrtecate de ravene şi ogaşe ce le fac nefolositoare, iar altele rămîn neatinse de eroziune. Deosebirea aceasta importantă se datoreşte tiparelor diferite în care lucrează *eroziunea naturală* şi cea accelerată provocată de om.

Eroziunea naturală se desfăşoară mai întotdeauna în ritm lent, astfel că nu se observă şi nu scoate la iveală în peisaj semnele activităţii sale, de aceea nici nu produce stricăciuni. Rareori eroziunea naturală ia forme accelerate, ceea ce trebuie considerat ca o excepţie. Dimpotrivă, eroziunea antropică se desfăşoară exclusiv sub formă accelerată. Astfel, în linii mari, se poate considera că eroziunea naturală este în genere lentă, pe cînd eroziunea antropică este accelerată.

Dacă în paginile anterioare s-au urmărit formele în care lucrează eroziunea accelerată, pentru comparaţie prezentăm şi modul în care se produce eroziunea naturală, cînd lipseşte intervenţia omului. Deosebirea are o mare importanţă nu numai teoretică, dar mai ales în latura aplicată. Confuzia între cele două procese ar duce la încurcături, care ar dăuna lucrărilor executate. Date fiind deosebirile de ritm în dezvoltare şi formele rezultate, practicianul trebuie să precizeze, înainte de a trece la proiectarea măsurilor ce urmează să ia, cu ce fel de eroziune are de-a face : naturală sau accelerată.

În condiţiile învelişului vegetal şi de sol intact, nedeschis în faţa agentului denudator, scurgerile de suprafaţă produc o spălare extrem de lentă, care după un timp îndelungat duce la o aplatizare uşoară a reliefului, ce capătă contururi domoale, larg ondulate, lipsite de proeminenţe unghiulare. Asemenea procese neobservabile se produc pretutindeni în regiunile în care echilibrul natural nu a fost tulburat, deci şi în pădure şi în pajiştea deasă. În asemenea locuri, numai pe firul văii, unde se adună apă multă, colectată de pe toate ramificaţiile văii şi de pe versanţii acestora, însumînd totalitatea debitului din întreg bazinul, se produce o eroziune în ritm mai rapid şi aceasta numai unde pe firul văii se află un curs de apă permanent. Pe văile cu ape temporare, intensitatea eroziunii este cu mult mai mică şi la fel spre obîrşie sau pe versanţii ce prezintă înclinări nu prea accentuate. Aceasta din pricină că pe povîrnişurile împădurite sau înierbate, chiar la înclinare accentuată, chiar în cazul unor ploi de intensitate mare, lipseşte debitul de şiroire. Şi chiar dacă acest debit ia naştere în timpul unor viituri catastrofale pricinuite de ploi cu totul neobişnuite, el nu este în stare să provoace eroziunea unui sol atît de bine înţelenit şi protejat.

Totuşi şi în condiţiile naturii intacte, în care nu s-a produs încă intervenţia omului, eroziunea poate lua pe alocuri forme de intensitate mai mare. Descătuşarea din tiparele în care eroziunea nu poate lua naştere se datoreşte unor acţiuni izolate ale agentului denudator, în locuri mai vulnerabile. De exemplu, o adîncire mai mare a apei în albie, în condiţiile unui substrat mai friabil sau a sporirii debitului de scurgere, se resimte treptat spre amonte şi pe toate ramificaţiile văii, ducînd la modificarea versanţilor de jos în sus. Sau, ca urmare a unor perioade de secetă accentuată, rărirea sau dispariţia vegetaţiei pe anumite porţiuni cu roci mai friabile sau puţin coerente (de exemplu nisipuri care exagerează mult efectele secetelor prin infiltrările abundente pe care le provoacă) poate da naştere la procese de deflaţie, de fisuraţie şi crăpare a pămîntului, ceea ce expune porţiunea respectivă la acţiunea directă a pluviodenudaţiei, la şiroiri şi deci la eroziune. Anii ploioşi care urmează duc mai departe aceste începuturi localizate, cum am spus, pe petice izolate de teren.

Există şi alte posibilităţi care deschid calea unor astfel de atacuri izolate ale agentului denudator. Doborîturile pricinuite de furtuni sau incendiile datorite trăsnetelor în anotimpuri de uscăciune constituie cauze de rupere a echilibrului natural, de antrenare a particulelor de sol şi rocă, de concentrare a scurgerilor, de generare a eroziunii. Chiar viiturile excepţionale a apelor de pe povîrnişuri pot provoca sfîrtecarea solului cu smocuri de iarbă pe care le antrenează la vale (în urma unor mari ploi torenţiale albiile sînt pline de brazde, de smocuri de iarbă care învăluie tulpinile arborilor şi tufişurilor). Toate acestea au ca urmare crearea unor breşe în unitatea protecţiei terenurilor prin vegetaţie şi sol.

Dar atît vegetaţia, cît şi solul se restabilesc prin însăşi vigoarea naturală a acestora. Golurile produse prin spălarea sau sfîrtecarea covorului vegetal se acoperă cu timpul. Rănile vindecate rămîn totuşi locuri vulnerabile, de acces uşor în faţa unor noi atacuri mai viguroase ale agentului denudator.

Două sînt astfel condiţiile esenţiale care pot provoca eroziunea chiar în regiunile unde echilibrul natural nu a fost zdruncinat de om: creşterea energiei cinetice a curgerilor pe pantă şi micşorarea rezistenţei substratului sau covorului vegetal protector (163). Asemenea fenomene se produc destul de rar, au caracter excepţional, catastrofic, iar urmările lor asupra teritoriilor se înscriu în peisaj pe porţiuni bine delimitate şi izolate unele de altele. Aşadar, ele nu duc la modificări esenţiale în procesul general de modelare a reliefului.

O contribuţie mult mai însemnată la acest proces au acţiunile de spălare lentă pe care le-am menţionat. Cu toate acestea este insesizabilă pentru ochiul nostru şi chiar greu de surprins prin observaţii sistematice în cadrul unor staţiuni anume amenajate (neexistînd încă elaborate metode de înregistrare a modificărilor lente ale reliefului); ea devine însemnată dacă ţinem seamă de *factorul timp*, care însumează aceste mărunte rezultate în teşirea generală a reliefului şi rotunzirea proeminenţelor unghiulare.

De pe urma acestei eroziuni lente rezultă astfel forme de relief, însă deosebite de cele datorite eroziunii accelerate antropice. Printr-o remarcabilă intuiţie a nuanţelor, unii cercetători au diferenţiat încă de la începutul secolului nostru, în descrierile formelor mici de relief, deosebiri între unele cu contururi rotunjite, cu pante domoale (văiugă, vîlcea, viroagă) şi ravenele, văile torenţiale etc. cu contururi unghiulare, cu pante abrupte, disonante faţă de trăsăturile întregului peisaj înconjurător. În ţara noastră problema a fost cercetată de T. Porucic, care a diferenţiat şi alte tipuri decît cele enumerate (146). Împărţirea menţionată, reluată apoi de alţi cercetători care au adus completări, a rămas pînă astăzi în vigoare. Mai recent D. L. Armand a adus unele precizări şi definiri la această schemă, pe care o consideră valabilă doar pentru zonele de stepă şi silvostepă (în zonele forestiere — şi în cuprinsul acestora mai ales în cele muntoase — procesele de eroziune urmează alte căi) (163).

După acest autor, morfologia rezultată de pe urma proceselor naturale de eroziune lentă cuprinde ca formă elementară *văiuga*. Aceasta este o adîncitură alungită, abia schiţată, nu atît datorită micii sale adîncimi (1—5 m), cît mai ales versanţilor foarte slab înclinaţi (3—8°) care trec pe nesimţite atît în planul înconjurător, cît şi spre fundul larg de formă concavă (fig. 161). Văiuga poate fi simplă (dreaptă sau sinuoasă), ori ramificată şi ia naştere printr-o uşoară concentrare a scurgerii în pînză, pe un aliniament preexistent sau produs prin conlucrarea unor procese de levigare a sărurilor şi de spălare mai intensă a parti-

culelor fine. În măsura în care acest aliniament se adînceşte, cumulează tot mai mult din debitul de scurgere ; dar, în aceeaşi măsură în care eroziunea este mai intensă pe fundul văiugii, aceasta se compensează prin depunerea de mîl spălat de pe versanţi, astfel că văiuga nu-şi pierde forma specifică abia schiţată. La capătul ei inferior se individualizează adesea un con de dejecţie uşor bombat,

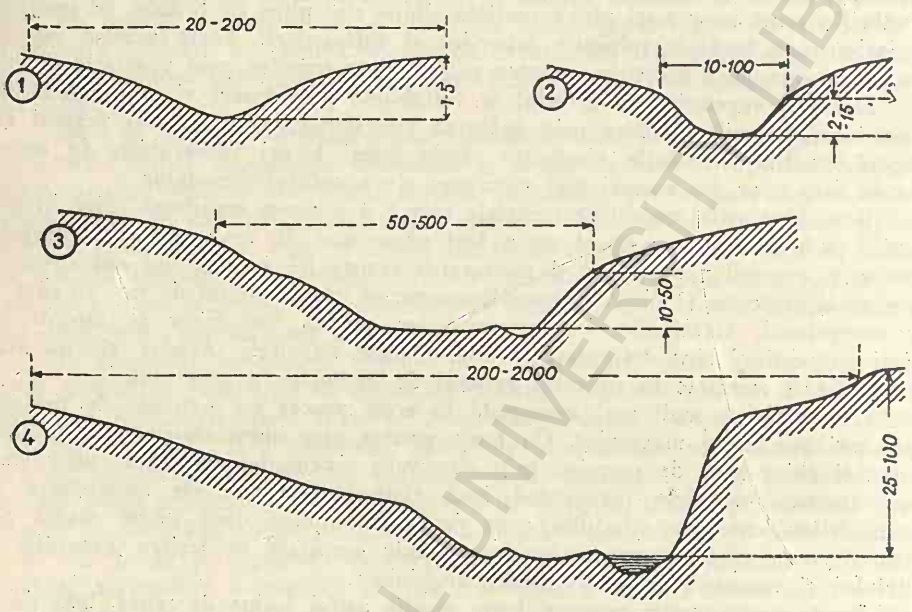


Fig. 161. — Forme rezultate din eroziunea naturală a apelor în curgere. *1*, Văiugă ; *2*, vîlcea ; *3*, viroagă ; *4*, vale (după D. I. Armand). Dimensiunile în metri.

alcătuit din material fin şi care este mai totdeauna înierbat sau cu vegetaţie iubitoare de umiditate (podbal, urzici etc.).

Prin evoluţie, văiuga trece treptat într-o formă mai adîncită (2—15 m), cu versanţi mai puternic înclinaţi (peste 15° şi chiar peste 30°), deşi ca lărgime se poate menţine cam la aceleaşi dimensiuni sau chiar şi mai restrînse. Aceasta este *vîlceaua*, pe fundul căreia încă nu s-a format o albie, putîndu-se identifica doar mici adînciturі izolate. Tranziţia de la văiugă la vîlcea se face prin concentrarea treptată a curentului apei pe fundul ei. Cu cît acesta se măreşte, cu atît eroziunea de fund se intensifică, iar fundul coboară treptat. Adîncirea provoacă creşterea debitului prin alungirea văiugii spre obîrşii şi lateral în ramificaţii. Viteza curentului mărindu-se în măsura creşterii debitului, raportul dintre eroziune şi aluvionare se măreşte în favoarea celei dintîi, care precumpăneşte faţă de acumulare, ceea ce explică adîncirea. Versanţii devin treptat cu atît mai înclinaţi, cu cît fundul se adînceşte şi se separă de acesta printr-o linie mai bine precizată. Văiuga s-a transformat astfel în vîlcea.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Viroaga, ca şi cele două forme mai mărunte descrise anterior, are fundul fără apă, dar el păstrează în genere ceva umiditate (care se trădează prin fîşia de vegetaţie mai intens verde ce apare acolo) sub înrîurirea scurgerilor temporare. Viroaga poate ajunge în adîncime pînă la 100 m, iar în lăţime cîteva sute de metri şi chiar peste un kilometru. Ea se caracterizează prin forme ceva mai complexe, care fac tranziţia spre vale. Versanţii se diferenţiază atît ca înclinare (urmare a proceselor de spălare de intensităţi diferite, în raport cu expoziţia faţă de soare sau de vînturi dominante, putînd ajunge la o disimetrie remarcabilă), cît şi ca formă, putîndu-se dezvolta întîrzieri de pantă „în terase", uşor schiţate după tăria rocii. La partea inferioară se diferenţiază de asemenea clar de fundul văii relativ larg, cu depuneri groase. Pe versanţi se formează pe alocuri depozite de cuvertură de tipul deluviilor, în genere subţiri, datorite proceselor gravitaţionale de mici proporţii.

De la această formă se face trecerea *la vale,* care presupune existenţa unui curs permanent de apă, de unde explicaţia unei morfologii mai complexe, datorită conlucrării acesteia pe fundul văii cu scurgerile temporare pe versanţi şi cu procesele obişnuite de pantă de pe aceştia. Despre vale, ca termen spre care tind atît formele rezultate de pe urma eroziunii naturale lente (văiuga, vîlceaua, viroaga), cît şi cele rezultate de pe urma eroziunii antropice accelerate (ogaşul, ravena, organismul torenţial), cînd ajung la organizarea unui curs permanent de apă în lungul lor, ne vom opri în subcapitolul următor.

Cu toate diferenţierile arătate între văiugă, vîlcea şi viroagă, toate au ca trăsături comune pe de o parte agentul care activează doar temporar, pe de altă parte desfăşurarea proceselor de eroziune într-un ritm extrem de lent, ceea ce permite treptata refacere a vegetaţiei şi solurilor atacate prin spălare. Forme de eroziune de adîncime (ogaşe, ravene etc.) nu se produc. Întreaga modelare a reliefului se datorează eroziunii de suprafaţă (spălării), care nici ea nu se dezvoltă în forme excesive.

Între acest fel de manifestare a eroziunii naturale şi cel al eroziunii accelerate, nu se poate face un paralelism. Cel de-al doilea lucrează cu brutalitate, cu o forţă de cîteva zeci de ori mai mare, iar rezultatele se pot observa chiar după cîţiva ani, uneori după o singură ploaie torenţială mai mare. De aceea ar fi greşit să se încerce un paralelism direct între formele rezultate, chiar dacă din clasificaţiile arătate rezultă acelaşi număr de trepte intermediare pînă la forma de vale. Astfel nu se poate compara ogaşul cu văiuga sau ravena cu vîlceaua etc., avînd forme şi geneze diferite.

Ceea ce se poate surprinde uneori în natură este grefarea eroziunii accelerate peste formele domoale, în pante line, ale eroziunii naturale lente. Prin îndesirea populaţiei şi modificarea structurii peisajului, ca urmare a extinderii pe scară largă a anumitor categorii de utilizare a terenurilor prin despăduriri, desţeleniri de păşuni, punerea în cultură a versanţilor prin arături etc., scurgerile de pe suprafaţa pantelor se intensifică enorm, transportul materialului răscolit în special prin arături atinge proporţii uriaşe, depunerile pot invada teritorii întinse pe locurile plane din vale etc. Formele nou create se suprapun peste cele cu contururi calme create prin acţiunea potolită a unei eroziuni lente care a lucrat fără a produce dezastre mii de ani. Este necesar să se descifreze astfel în peisaj ce aparţine unuia şi celuilalt fel de eroziune.

Nu trebuie de asemenea să se neglijeze faptul că cele două moduri de comportare a eroziunii pot lucra sincron în aceeaşi regiune, şi pentru explicarea contrastelor acestora nu este necesar să se facă apel la ipoteze hazardate în legătură cu eroziunea veche moderată şi eroziunea actuală accelerată. Dacă în trecutul mai depărtat precumpănea într-adevăr cea dintîi, iar în prezent îşi face loc tot mai mult cea de-a doua, nu înseamnă că pe locurile în care are loc utilizarea terenurilor pentru scopuri economice în forme raţionale nu se poate menţine în frîu eroziunea accelerată, care lucrează mai departe moderat. Regiuni întinse în care s-au aplicat la noi sau în alte ţări măsuri ameliorative bine studiate stau chezăşie în această privinţă. Aceasta este de altfel şi scopul unei întregi discipline cu caracter aplicat ce s-a format şi care nu este corect să se intituleze de „combatere" a eroziunii, deoarece ea nu trebuie să urmărească a se opune naturii, ci a se încadra în legile ei de dezvoltare normală. La un dezechilibru creat prin utilizarea neraţională a terenurilor nu trebuie adăugat un al doilea dezechilibru prin construcţiile create şablon, fără o adaptare la condiţiile naturale locale, deoarece toate acestea ar duce la dezastre. Oricît s-ar „lupta" cu asemenea elemente (ogaş, ravenă etc.) luate izolat, procesul va continua în ansamblu. Raţional trebuie aplicate măsuri de repunere a regiunii respective în situaţia eroziunii naturale lente, care nu este întru nimic dăunătoare.

Acumulările torenţiale. Dacă formele de eroziune torenţială (o ravenă de exemplu) sînt atît de vizibile în peisaj — adevărate discordanţe faţă de liniile în genere calme ale peisajului natural în care pot lua naştere — şi dacă ele se caracterizează prin instabilitate, aflîndu-se în continuă transformare, acumulările torenţiale de felul agestrului, tot atît de vizibile, sînt mult mai persistente şi, în anumite condiţii, pot da naştere chiar la forme complexe de mari proporţii.

Trebuie să precizăm însă că formarea conurilor de dejecţie nu se leagă exclusiv de cursurile de ape temporare, intermitente, care sapă ogaşe şi ravene; ele sînt comune şi apelor curgătoare permanente, însă cu regim torenţial, adică cu mai mari contraste în volumul scurgerilor. Condiţia esenţială este brusca schimbare de pantă a patului de scurgere pînă la un plan apropiat de orizontală, pe care materialul detritic purtat, nemaiputînd fi împins de şuvoiul apei, rămîne pe loc, se depune. În genere se admite că există diferenţieri între agestrele formate de cursurile intermitente — mai bombate şi mai puternic înclinate — şi cele formate de apele permanente — mai teşite şi cu înclinare mai redusă. Trebuie să adăugăm că la apele curgătoare permanente deseori agestrele nu se pot forma. întrucît rîul colector preia şi transportă mereu materialele aduse pe valea afluentă. Uneori, de obicei cînd survin modificări însemnate de debit la rîul colector, acesta poate secţiona prin eroziune laterală conurile mărginaşe, pe care le transformă în fragmente asemănătoare teraselor. Cu toate aceste deosebiri, este greu să se delimiteze formele rezultate de pe urma celor două feluri de curgere (temporară şi permanentă torenţială), după cum este greu să se despartă net curgerea în pînză de cea concentrată. Iată pentru ce se obişnuiesc a se cuprinde la un loc formele de depunere ale acestora sub denumirea de *depozite torenţiale* sau *acumulări torenţiale* (135).

Formarea complexelor de acumulare torenţială, prin juxtapunerea şi suprapunerea conurilor de dejecţie, constituie în întregul său un proces cu totul carac-

teristic. De altfel în însăşi alcătuirea unui con de dejecţie simplu, datorită deplasării continue a depunerilor dintr-o margine într-alta a lui şi de pe urma căreia rezultă stratificaţia încrucişată atît de caracteristică, se observă tendinţa de juxtapunere şi suprapunere a acumulărilor.

Cercetat mai de aproape, un agestru apare el însuşi ca o formă complexă rezultată din suprapunerea mai multor mici agestre (fig. 159), datorită strămutării şuvoiului de apă dintr-o latură în alta pe profilul boltit al depunerilor, în tendinţa imprimată de gravitaţia apelor în scurgere de a urma locurile cele mai coborîte din calea lor. În esenţă, aşadar, un con de dejecţie este el însuşi un complex de mici conuri elementare.

Particularităţi în suprapunerea depozitelor torenţiale se ivesc în cazul mişcărilor neotectonice. În cazul cînd o regiune este cuprinsă de o mişcare de înălţare treptată, se formează agestre etajate, cum s-au identificat în ţara noastră în zona carpatică de la curbură şi în special în bazinul Bîscei Mari şi Bîscei Mici (135). Dimpotrivă, în cazul mişcărilor de coborîre pe verticală a unor regiuni (arii de subsidenţă), se înregistrează procesul invers al înecării vechilor conuri sau complexe de conuri sub acumulări mai mici, cum se observă în partea de nord a Cîmpiei Române la contactul cu dealurile, unde s-au format pe această cale acumulări torenţiale groase de sute de metri.

Prin asemenea procese complexe de alăturare şi suprapunere a agestrelor, iau naştere la poalele munţilor sau acolo unde contactul dintre două zone de relief se face printr-o denivelare accentuată *piemonturile de acumulare*, denumite şi *cîmpii de piemont*. Acestea sînt depuneri torenţiale de mari proporţii, care pot alcătui pe alocuri regiuni întinse cum este Cîmpia Piemont din nord-vestul Italiei, de la care denumirea s-a generalizat pentru a desemna întreaga categorie morfologică.

Denumirea a fost adoptată în bibliografia geografică şi geologică în mai toate graiurile[1]. În ţara noastră ea îşi găseşte corespondent în denumirea cîmpiei *Piciorul de Munte* de la nord de Găieşti, care este şi ea o formaţie piemontană. Iată pentru ce propunerea unor noi termeni, cum a fost cel de „delte continentale" (179), nu a putut prinde.

Trebuie să menţionăm totuşi că unii autori admit o diferenţiere între depozitele de conuri de dejecţie şi *deltele uscate* sau continentale. Acestea din urmă ar fi luat naştere (178) în condiţii climatice semiaride, pe cînd primele în climate mai umede; de unde ar fi rezultat şi diferenţe de sortare a materialelor ce cuprind.

Piemonturile de acumulare au forma unor tăpşane largi, uşor înclinate de la marginea regiunii înalte spre periferie. Ele nu pot fi confundate nici ca geneză, nici ca formă cu terasele, întrucît în mod obişnuit au o orientare transversală faţă de reţeaua hidrografică, nu longitudinală ca a teraselor normale şi o suprafaţă larg ondulată datorită curburii conurilor de dejecţie din care s-au format, ceea ce le deosebeşte de netezimea teraselor.

---

[1] *Plaines de piémont* (în fr.), *piemont plains* (în engl.), *Bergfussebennen* (în germ.).

De asemenea nu pot fi confundate nici cu cîmpiile deltaice formate sub apă (deci cu o sortare şi stratificaţie specifică a materialelor şi cu o înclinare mult mai slabă), întrucît piemonturile sînt depuneri subaeriene.

Înclinarea generală a piemonturilor este relativ mare. După A. Penck (355) aceasta poate ajunge pînă la 80‰. Înclinarea mai puternică la poalele înălţimilor se potoleşte treptat spre periferie, unde tranziţia spre unităţile de relief joase se face pe nesimţite. Doar linia de izvoare — sau după caz a unor simple înmlăştinări — trădează marginea teşită a piemontului. Grosimea depozitului poate varia între limite mari, de la cîţiva metri la sute de metri. De exemplu Piemontul Cîndeşti din bazinul Argeşului are o grosime de 180—200 m (199), iar după unele foraje grosimea acumulărilor piemontane din Podişul Getic trece pe alocuri chiar de 600 m (189).

O altă caracteristică a depozitelor aluvio-pluviale care alcătuiesc piemonturile este *stratificaţia încrucişată* sau torenţială, specifică şi conurilor de dejecţie simple. Aceasta se datoreşte, pe de o parte, migrării cursurilor torenţiale şi deci şi a depunerilor despre care am făcut menţiune, iar pe de altă parte oscilaţiilor climatice de care depinde vigoarea agentului denudator, deci şi dimensiunile materialelor cărate. De aici rezultă alternarea depozitelor grosiere de bolovani şi pietrişuri cu cele argilo — nisipoase sau chiar cu particulele mai fine (mîluri). Această alternanţă scoate şi mai mult în evidenţă structura torenţială a depozitelor piemontane. De regulă, ca şi la conurile de dejecţie, particulele ce alcătuiesc depunerile piemontane scad ca mărime de la partea superioară spre periferii.

Faptul se verifică şi în depunerile de sub formaţiunile loessoide din jumătatea nordică a Cîmpiei Române, care sînt alcătuite din particule treptat mai mici spre sud, la Bucureşti acestea cuprinzînd nisipuri şi pietrişuri mărunte cu stratificaţie torenţială şi intercalaţii subţiri de pietrişuri şi argile nisipoase-feruginoase (173), (185).

Caracteristică este de asemenea reţeaua hidrografică a piemonturilor, ce prezintă asocieri de terase radiar *divergente* (ce oferă pe alocuri chiar cazuri de difluenţă) cu trasee *convergente*, cum se observă în partea nordică a Piemontului Getic, cu evantaie de văi între Topolog şi Argeş, între Argeşel şi Dîmboviţa, ori mai la sud în Cîmpia Piteştilor, sau cu arii de convergenţă la gura Topologului şi Luncavăţului şi la nord de Piteşti etc. Asemenea înfăţişare schimbătoare a reţelei hidrografice, pusă de unii pe seama deformărilor tectonice de natură orogenetică, se poate explica în multe locuri, aşa cum au arătat mai de mult G. Murgoci şi G. Vâlsan, prin adaptarea acesteia la forma boltită a vastelor conuri de împrăştiere componente.

Datorită instabilităţii generale a reţelei hidrografice a piemonturilor, se poate trece, prin evoluţie (difluenţe sau mărunte captări locale), de la traseele simple divergente sau convergente la forma rămurată sau dendritică a reţelei hidrografice. Alteori se ajunge la trasee semiinelare (piemonturile din Ţara Lăpuşului) (203). În genere însă, reţeaua hidrografică de suprafaţă a piemonturilor este relativ rară, iar cursurile respective au apă puţină sau temporară (intermitentă), datorită puternicei infiltraţii în aceste depozite de accentuată permeabilitate.

Ca urmare, piemonturile se caracterizează printr-un bogat drenaj de adîncime, cu formarea unor acumulări lenticulare întrerupte, pe paturi de depozite de

impermeabilitate mai accentuată (argile, marne) şi la adîncimi variabile, dar de regulă la adîncime mare.

Sub acest raport, o situaţie caracteristică prezintă piemontul podgoriei Odobeştilor. Numeroase sate de pe acel piemont se resimt de lipsa apei potabile. La Grebăn, Putreda, Dumbrăvenii, Tercheşti, Budeşti etc., unele fîntîni ajung la 50 şi chiar 60 m adîncime, apa trebuind să fie scoasă cu ajutorul animalelor. La Vîrteşcoiu s-a ajuns la apă abia la 110 m. Pentru acoperirea necesarului în apă potabilă s-a construit o conductă alimentată din zona deluroasă mai sus de Dălhăuţi.

Între acumulările de adîncime, caracteristice sînt pentru multe piemonturi *apele arteziene,* datorită lentilelor de nisipuri intercalate în mase argiloase, presiunea fiind imprimată de infiltrările laterale dinspre zona înaltă. În cazul Piemontului Cîndeşti (199), apele arteziene se leagă de formele negative de relief (văile Cobia, Potopul, Budişteanca, Cîrcinovul etc.). Adîncimea stratelor cu ape arteziene trece de 220 m şi, datorită presiunii mari sub care se află, ies pe alocuri la suprafaţă chiar sub formă de erupţii. Fenomenul este comun unei zone mult mai largi de ape captive, care a fost denumită „provincia hidrogeologică valahă", ce se întinde din valea Motrului pînă la Siret, acoperind în cea mai mare parte teritoriul depunerilor piemontane din marginea Subcarpaţilor pînă spre mijlocul Cîmpiei Române cu ape ascensionale (199). Din acumulările mari de apă ale depozitelor piemontane, rezultă linii de izvoare la periferiile acestora.

Luînd naştere prin transportul masiv de material detritic purtat de şuvoaie cu scurgere intermitentă şi ape de munte cu regim torenţial, pe care acestea îl depun la poalele înălţimilor unde se produce o bruscă încetinire a pantei, piemonturile se pot forma nu numai la periferia munţilor sau a înălţimilor subcarpatice, dar chiar în cuprinsul depresiunilor intramontane. Unde panta de scurgere se micşorează, viteza de transport scade, iar materialul detritic cărat nemaiputînd fi împins se acumulează. În felul acesta se formează micile cîmpii aluviale din regiunea muntoasă pe locurile unde valea se lărgeşte şi panta se micşorează. Micile depresiuni intramontane sau subcarpatice pot fi astfel aluvionate pe întregul lor, aşa cum s-a petrecut în Ţara Lăpuşului unde marile agestre din bordura nordică s-au întins pînă la limita sudică a depresiunii, la poalele Prelucăi sau culmii Breaza (fig. 162).

În depresiunile intramontane mari (depresiunile Bîrsei, Haţegului etc.) se formează o bordură piemontană de lărgime şi înălţime variabilă, uneori cu depuneri suprapuse la epoci diferite, care pot fi intersectate de apele ce s-au adîncit în propriile lor depuneri într-o perioadă de coborîre a nivelului lor de bază. Piemonturile iau astfel forme complexe şi variate după loc. Cum contribuţia deluviului, prin surpări, rostogoliri sau alunecări de pe povîrnişurile vecine piemontului, este în genere redusă, piemonturile rămîn în cea mai mare parte a lor acumulări de materiale proluvio-aluviale. Materialele cuprinse prezintă astfel ca semn caracteristic un început de rulare atunci cînd sînt purtate de şuvoaie intermitente şi o rulare mai accentuată cu forme mai bine rotunjite cînd sînt transportate de rîuri. În secţiunile naturale sau taluzările efectuate în depozitele piemontane, pe lîngă stratificarea încrucişată de care am menţionat mai înainte,

un semn caracteristic pentru identificarea depozitelor vechi piemontane este și rularea cel puțin incipientă.

Ca rezultat al eroziunii torențiale care nu încetează în climatele cu ploi în condițiile lor proprii de dezvoltare, acumulări piemontane se produc și astăzi.

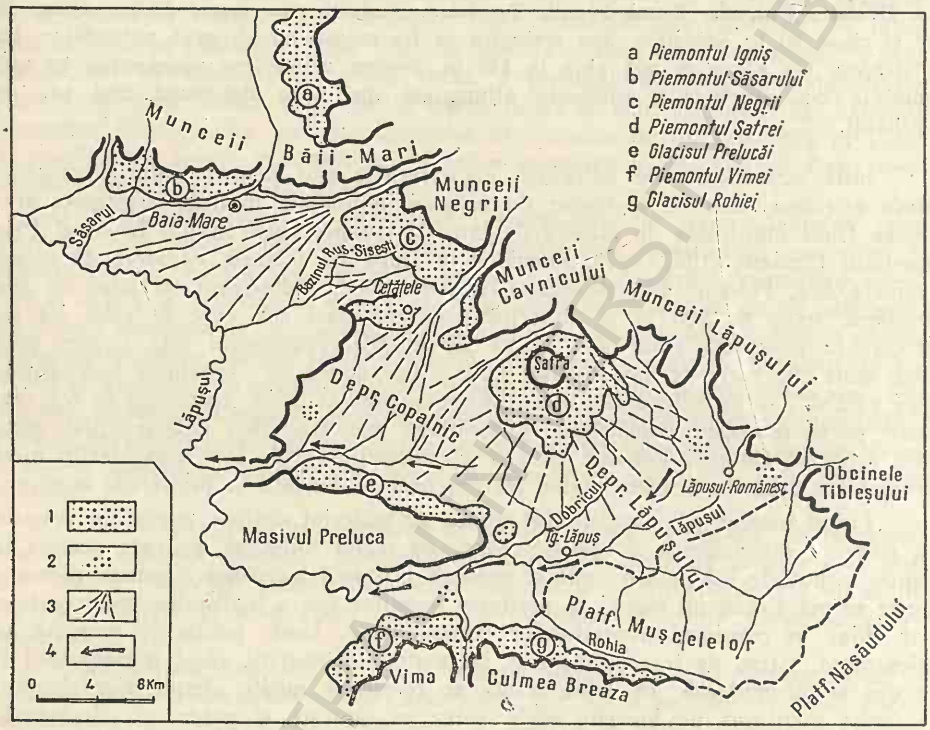


Fig. 162. — Depresiunea Lăpușului și împrejurimile ei, cu depozitele piemontane care tind să acopere în întregime fundul micilor depresiuni (după Gr. Posea). *1*, Piemonturi și glacisuri; *2*, urme de pietriș piemontan; *3*, conuri piemontane; *4*, locuri de evacuare a materialului acumulat.

Condiții deosebit de prielnice însă pentru dezvoltarea piemonturilor de acumulare par să fi avut loc în țara noastră în perioada de la sfîrșitul levantinului și începutul cuaternarului [1], cînd, sub înrîurirea schimbărilor climatice (cu perioade de maximă intensificare a eroziunii de tip torențial) și a unor mișcări tectonice care au accentuat denivelarea dintre ariile muntoase și cele subsidente de la poalele lor, s-au produs în multe locuri, la marginea munților sau a Subcarpaților, acumulări piemontane de mari proporții. Denumirea generalizată a *pietri-*

[1] Pe alocuri, în condiții locale diferite, de exemplu în Țara Lăpușului și în Piemontul Călimanilor, pare că perioada de formare a depozitelor piemontane să fi fost mai timpurie, începînd din dacian și continuînd pînă în levantinul superior (176), (204).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şurilor de Cîndeşti, ca formaţiune specifică pentru această perioadă, atît de larg răspîndită în ţara noastră, dovedeşte acest lucru.

În legătură cu formarea depozitelor piemontane în perioade succesive, se pot identifica mai multe *nivele de piemont* suprapuse. Asemenea nivele au fost identificate în Piemontul Călimanilor (la 779—848 m, 700—750 m şi la 500—570 m), putîndu-li-se stabili şi vîrsta în raport cu formaţiunile pe care se reazemă şi terasele cu care se racordează lateral (176).

Uneori depozitele piemontane acoperă vechi nivele de eroziune pe care le fosilizează. Un asemenea caz a putut fi identificat în Ţara Lăpuşului, unde, prin erodarea parţială a depozitului piemontan, a fost exhumat pe alocuri un nivel de interfluvii tăiat de eroziune într-o perioadă anterioară, în formaţiuni geologice diferite (203).

Tipuri de piemont. În raport cu diversele forme de piemonturi existente în ţara noastră, unii cercetători au căutat să treacă la o tipologie a lor. Drept categorii mari s-a propus diferenţierea între *piemonturile de acumulare* şi *piemonturile de eroziune* (172). Împărţirea aceasta este artificială, deoarece chiar la baza noţiunii acesteia stă acumularea. Piemonturile de eroziune nu pot astfel fi considerate decît *faze* în şirul evolutiv al formelor pe care le iau formaţiunile piemontane. De altfel, observaţiile de teren făcute în ultima vreme în diferite regiuni ale ţării subliniază că piemonturile de eroziune, martorii de piemont şi înşeuările piemontane nu pot fi considerate decît forme rezultate prin evoluţia ulterioară a piemonturilor de acumulare (204).

În ceea ce priveşte piemonturile propriu-zise, de acumulare, împărţirea în: *active,* ce prezintă încă forma de conuri nedeformate la care continuă depunerea, şi *drenate* sau fragmentate de văi (179) pune la baza tipologiei tot criteriul evolutiv, dar prin subtipurile recunoscute la cea de-a doua categorie *(piemonturi suprapuse* formate în condiţiile unei scufundări lente, *piemonturi decalate* ce iau naştere în zone de ridicare şi *piemonturi deformate* datorite suprapunerilor şi distrugerilor în urma unor mişcări locale diferite) reprezintă o reală contribuţie la clasificarea piemonturilor.

Pe linia aceasta este necesar să urmărim în paralelă fazele din evoluţia piemonturilor. După P. Coteţ (172) şi V. Mihăilescu (190), se deosebesc patru asemenea faze, care în linii mari ar prezenta următoarele caracteristici:

Faza iniţială în care piemontul prezintă forma unei cîmpii înclinate la periferia înălţimilor de unde au provenit materialele proluvio-aluviale, depuse sub forma unor vaste agestre juxtapuse şi suprapuse, peste care cursurile de apă intermitente şi permanente, dar cu regim torenţial, curg în văi puţin adîncite, în formă de amfiteatru. Din această categorie face parte piemontul Săcele din sudul Depresiunii Bîrsei, cu slabă energie de relief, cu o înclinare uşoară spre nord, cu depuneri rînduite în două conuri juxtapuse — al Timişului şi al Tîrlungului —, avînd periferia jalonată de o linie de izvoare (181).

Fazele fragmentării pe verticală a piemontului prin văi adîncite, fie datorită coborîrii nivelului lor de bază, fie antrenării într-o mişcare de înălţare a zonei piemontane, proces care s-a petrecut în multe locuri în cuaternar prin ridicarea în bloc a Carpaţilor. Rezultă interfluvii alungite de felul *doaburilor* piemontane, între văi adînci şi încă înguste, ceea ce dă piemontului o energie de relief remarcabilă şi aspectul de ţinut colinar. Se dau exemple din acest tip

piemontul de la poalele Munţilor Făgăraş spre Ţara Oltului, piemontul din sudul Ţării Haţegului sau unele dintre piemonturile vestice, la care însă adîncirea văilor a depăşit grosimea cuverturii de acumulare torenţială, pătrunzînd pe alocuri şi în substratul cristalin sau în formaţiunile de gresii şi conglomerate de la poalele munţilor Piatra Craiului şi Bihorului, din Depresiunea Beiuşului sau în piemontul Codrului din partea vestică a munţilor omonimi. Uneori fragmentarea piemontului în această fază poate merge pînă la individualizarea unui relief mai evoluat, cu terase marginale şi lungi bine dezvoltate, care despart porţiuni insulare distanţate unele de altele prin piemontul unitar de odinioară. De felul acesta este piemontul Cricovului Dulce (196), unde porţiunile din cîmpia piemontană înaltă (Bucşani, Mărgineni, Stejarul) domină cu 40 m văile principale largi care le despart (fig. 163).

Faza nivelării prin eroziunea înaintată a depozitului piemontan, cu văi adîncite pînă aproape de baza depozitului, cu procese de fragmentare laterală înaintate, astfel că rămîn numai martori izolaţi din vechea suprafaţă primordială, cu largi bazine joase între ei, cu individualizarea unor *depresiuni de contact* la poalele înălţimilor, cum sînt unele depresiuni mici din nordul piemontului Argeşului şi Topologului, depresiuni care le detaşează de poala munţilor. Între *martorii piemontani* se văd pe alocuri *şei piemontane,* de exemplu în Ţara Lăpuşului (204).

Faza unei noi fragmentări a piemontului nivelat şi eventual reacoperit cu noi depuneri, prin adîncirea văilor la un nivel mai coborît, cu crearea unor noi interfluvii (care pot fi diferit orientate de cele dintîi) şi cu individualizarea unor martori ca nişte gurguie păstrate pe spinările acestora. În această fază situaţia este mai simplă cînd cuvertura proluvio-aluvială este relativ subţire (cum este piemontul Odorheiului) şi se complică în cazul unei cuverturi groase, cînd rezultă o morfologie complexă, deseori îmbinată cu forme nepiemontane. Acesta din urmă este cazul Piemontului Getic considerat o „fostă cîmpie aluvionară de piemont, peneplenizată foarte probabil în preglaciar şi fragmentată ulterior în timpul mai multor etape corespunzătoare epocii formării teraselor fluviale“ (190).

În raport cu altitudinea şi încadrarea între marile zone de relief, s-au diferenţiat de asemenea (172): *piemonturile joase* sau cîmpiile piemontane de felul Cîmpiei Piteştilor, Cîmpiei Tîrgovişteі etc., cu conturul în evantai care se pierde pe nesimţite spre cîmpiile tabulare de la sud, şi *piemonturile înalte* sau deluroase ca nişte tăpşane adînc fragmentate de văi, transformate în ţinuturi colinare sau deluroase, cum sînt cele dintre Curtea de Argeş şi Cîmpulung.

Între formele asociate ce se întîlnesc pe alocuri în legătură cu formaţiunile piemontane, unii cercetători menţionează *glacisurile* (203), ca nişte prispe înguste şi înclinate puternic la poalele unor înălţimi spre care se face trecerea prin denivelări accentuate (cîteodată suprapuse peste suprafaţa piemontului), alcătuite din materiale aluvio-deluviale, acumulate mai ales pe cale gravitaţională, care atenuează contactul direct dintre povîrnişul abrupt şi panta slabă a piemontului sau cîmpiei de la poale. Se dau ca exemplu glacisul Prelucăi, glacisurile Vimei şi Rohiei etc. de la poalele culmii Brezei.

O altă formă frecvent întîlnită este aceea a *umerilor* de eroziune sau chiar a unei *trepte de eroziune piemontană* sculptate în roca muntelui în imediata vecinătate şi la nivelul formaţiunei de acumulare torenţială. Această încrustaţie

în rocă, pe baza căreia s-au încercat racorduri cu piemonturile de acumulare alăturate pentru stabilirea vîrstei lor, se poate dezvolta într-o perioadă mai îndelungată de timp în mici *platforme structurale de piemont.*

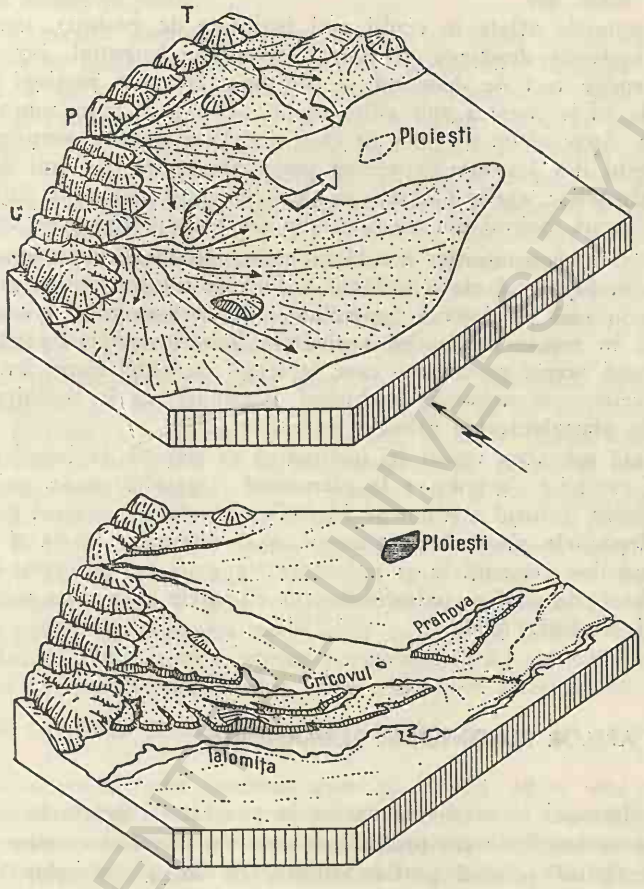


Fig. 163. — Evoluţia piemontului Cricovului Dulce (după Gh. Niculescu). *Sus,* faza acumulărilor piemontane; *jos,* situaţia actuală; săgeţile arată abaterea rîurilor în raport cu mişcările negative ale scoarţei.

Terasele de piemont se întîlnesc în cuprinsul piemonturilor într-o fază de evoluţie mai înaintată, cînd văile ce le fragmentează în adîncime se dezvoltă şi lateral. Pe alocuri, ca de exemplu în Cîmpia Piteştilor, aceste terase se dezvoltă în evantai, lărgindu-se treptat în aval, unde scad pînă se pierd la nivelul cîmpiei piemontane. La fel se observă în cîmpiile Piteştiului, Ploieştiului etc., iar părăsirea radiară a teraselor s-a explicat prin tendinţa generală manifestată de reţeaua hidrografică a Cîmpiei Române de a se trage spre zona de maximă

scufundare a acestei cîmpii. Terase de piemont s-au identificat şi la marginea Cîmpiei Tisei în vestul piemontului Lipovei, în Cîmpia Cermeiului şi în cea a Miersigului sau în zonele deluroase, ca de exemplu, pe stînga Săsarului în piemontul Băii Mari etc.

În piemonturile aflate în stadii mai înaintate de evoluţie, cînd adîncimea fragmentării verticale depăşeşte grosimea depozitului torenţial, iar văile se încrustează în rocile tari de dedesupt, se întîlnesc frecvent porţiuni de *văi epigenetice,* acolo unde acestea sînt silite să se adîncească prin supraimpunere în roci mai dure. Apar astfel porţiuni de chei şi defilee înguste, surprinzătoare prin aceea că relieful din jur este în genere puţin accidentat, cu linii domoale. Aşa sînt cheile Dăneştilor, cheile Cufoaei ş.a. în piemontul Lăpuşului (204) sau văile epigenetice Pietrari, Şoimii din piemonturile Depresiunii Beiuşului etc.

Însemnătatea piemonturilor constă nu numai în larga lor extensiune în ţara noastră, ci şi în faptul că ele marchează o fază cu totul caracteristică în formarea reliefului, o fază de intensă acumulare, care presupune o eroziune deosebit de accentuată în zonele înalte din vecinătate (munţi şi Subcarpaţi). Cercetările recente corelează aceste procese — care se leagă de altfel firesc între ele — în explicarea nivelelor de netezire, deschizînd orizonturi noi în definirea proceselor care au dus la peneplenizarea culmilor carpatice (206).

Interesantă sub acest raport (şi instructivă ca metodă de lucru) este lucrarea lui D. Paraschiv privitoare la piemontul Argeşului, unde, prin foraje şi detectări geofizice, autorul a ajuns să identifice nivelul platformei Gornoviţa, fosilizată sub depozitele piemontane pliocene, să-i determine vîrsta şi evoluţia sub influenţa mişcărilor tangenţiale şi epirogenetice care au deformat-o şi să stabilească (pe bază de analize paleofitologice) climatele care s-au succedat în decursul acestei evoluţii (200).

4. ACŢIUNEA APELOR CURGĂTOARE PERMANENTE

Deşi în întregul ei eroziunea apelor în curgere (şi procesele de transport. depunere care se leagă de ea) prezintă o serie de trăsături comune, în măsura adîncirii cercetărilor privind particularităţile de lucru ale celor trei categorii principale de eroziune — de pe urma curgerilor în pînză (fără albie), a celor adunate în albie, dar cu curgere temporară (torenţială) şi a celor de albie cu curgere permanentă (rîuri) — se constată diferenţieri în modurile lor de acţiune.

Iată pentru ce se simte tot mai mult necesitatea unei terminologii care să nuanţeze şi chiar să delimiteze mai bine noţiunile. Astfel, la termenul de *eroziune de suprafaţă* sau *în pînză* folosit pentru prima categorie se opune cel de *eroziune liniară* sau *de adîncime* pentru ansamblul celor din a doua şi a treia categorie, între acestea din urmă diferenţiindu-se *eroziunea torenţială* de *eroziunea fluvială.*

Energia cinetică a apelor curgătoare. Aceasta face ca apa să devină cel mai important agent modelator al ţinuturilor cu climate umede. Acţiunea acestui

agent se exercită aproape peste tot: pe versanţi în formă difuză (eroziunea de suprafaţă) sau concentrată (ravinaţia) şi pe văi (eroziunea fluvială); doar terenurile orizontale scapă de acţiunea ei, căci apa devine mobilă şi exercită un lucru mecanic numai pe pante.

Valea reprezintă amprenta caracteristică a eroziunii apelor curgătoare permanente (către ea tinde de altfel şi eroziunea torenţială). Întreaga activitate atît de complexă a apelor curgătoare permanente se localizează de-a lungul văilor care rezultă şi evoluează în raport cu apa rîului ce curge în fundul ei. După legile mecanicii, forţa apelor curgătoare care le-a dat naştere este proporţională cu *masa,* respectiv debitul acestora, şi cu *pătratul vitezei* cu care curg. Ambele componente sînt variabile, de unde diversitatea infinită a raporturilor de forţă ce rezultă. Debitul este influenţat direct de schimbările climatice de mare periodicitate, dar şi de variaţiile sezoniere, iar viteza depinde în primul rînd de scurgere, dar de asemenea şi de forma albiei (crescînd în porţiunile de îngustare a acesteia şi diminuînd la cele de lărgire) şi chiar de masă (creşterea debitului provocînd şi o creştere a vitezei curentului de scurgere).

În mod teoretic, sub impulsia gravitaţiei care provoacă mişcarea apei pe pante (considerînd că aceasta ar fi perfect fluidă şi că rezistenţa de frecare în albie ar fi nulă, iar apa nu s-ar încărca în mers cu particule solide sau dizolvate), viteza ei ar trebui să crească accelerat la infinit şi forţa ei cinetică să ajungă considerabilă, bineînţeles cu condiţia de a nu întîlni în cale contrapante (36); în realitate survin însă o serie de piedici care se opun unei asemenea mişcări. Energia cinetică a apelor curgătoare se consumă astfel în mare măsură pentru a învinge rezistenţa vîscozităţii apei însăşi, care nu este perfect fluidă, rezistenţa pe care o opun neregularităţile patului de scurgere (forţa de frecare), sau pentru a transporta materialele cu care se încarcă treptat în cursul ei. Iată pentru ce *forţa brută* a apelor curgătoare *(F b)* nu este totuna cu *forţa netă (F n)* pe care o exercită acestea, numai în cazuri excepţionale. Căci:

$Fn = Fb -$ (forţa de frecare + forţa de transport + ...).

Energia cheltuită prin frecarea apei pe fundul albiei este mai greu de calculat. Cea consumată însă cu transportul materialelor rostogolite sau purtate în suspensie este considerabilă. De exemplu Mississippi consumă anual o energie capabilă să transporte 136 mil. t de material în disoluţie, 340 mil. t de material purtat în suspensie şi 40 mil t. de material tîrît sau rostogolit pe fund.

Energia cinetică a apelor curgătoare stînd în raport direct cu debitul şi viteza lor de scurgere, rezultă că orice factor care influenţează asupra acestora modifică într-un fel sau altul capacitatea de lucru mecanic a apei, care variază astfel în decursul anului şi de-a lungul aceluiaşi rîu pe secţiuni diferite. Pe porţiunile în care, după condiţiile de pantă, forma albiei, debit etc., forţa consumată de apa curgătoare prin frecare şi transportul materialelor este mai redusă decît forţa brută a acesteia, forţa netă fiind pozitivă, rîul erodează. Dar prin procesul de eroziune, prin care apa curgătoare desprinde particule din albie, aceasta se încarcă cu un nou material ce trebuie purtat, pentru acest travaliu consumîndu-se în plus din energia cinetică. Pe de altă parte, prin eroziune albia se adînceşte, iar în cazul cînd punctul imediat în aval rămîne fix, panta de scur-

gere se diminuează treptat şi ca urmare şi viteza. Astfel, după un timp, se ajunge la situaţia că energia cheltuită prin frecare şi mişcarea materialului purtat egalează forţa brută a apei curgătoare, forţa netă coborînd la zero (36). Curentul apei nu mai este capabil să erodeze, dar poate să transporte mai departe încărcătura sa de materiale.

Cînd, dimpotrivă, într-un sector al văii forţa consumată prin frecarea de fund şi prin transportul materialelor depăşeşte forţa brută, forţa netă rămînînd negativă, rîul nu mai are putere să ducă mai departe materialele purtate, pe care le părăseşte în albie. Aceasta se înalţă treptat prin noi depuneri, mărind contrastul de altitudine faţă de punctul considerat fix din aval ; panta dintre ele se accentuează şi proporţional se măreşte şi viteza curentului apei, deci energia ei cinetică.

Astfel, dacă în cadrul aceluiaşi sector al unei văi şi la acelaşi debit de apă este posibilă o variaţie atît de însemnată în ceea ce priveşte capacitatea de eroziune şi acumulare a rîului, situaţia se complică atît în timp, datorită variaţiilor sezoniere de debit (de la scăderea acestuia sub etiaj pînă la creşterile excepţionale) şi de încărcătură (în raport cu intensificarea sau atenuarea eroziunii din amonte), cît şi în lungul văii, datorită schimbării continue de raporturi dintre diferitele sectoare ale văii, fiecare dintre acestea prezentînd tranziţii de la o fază la alta a proceselor de fund.

Dinamica curentului de apă în secţiunea unui rîu sau fluviu este relativ complexă, particulele de apă fiind animate de viteze şi pe trasee diferite. Viteza nu este constantă pe întreaga secţiune lichidă. Viteza maximă se înregistrează în apropiere de suprafaţă (nu chiar la suprafaţă, unde intervine şi frecarea cu aerul) şi scade treptat spre fund, unde atinge valori minime. Neregularităţile fundului, unele obstacole sau bancurile de nisip, bolovanii etc. duc la mărirea bruscă a curentului de fund (195). Chiar la suprafaţă se constată un curent de viteză mai mare şi puţin mai ridicat (coamă), aproximativ la mijlocul apei, ce coboară spre fund în pană. Cînd traseul apei este sinuos, „firul apei" se apropie cînd de un mal, cînd de celălalt în zigzag accentuat. În secţiune verticală se înscriu curenţi superficiali rezultaţi de pe urma impulsului curentului convergent median.

Complexitatea dinamicii fluviale rezultă şi din mişcările pe care le execută în deplasare micile şuviţe de apă : *mişcarea lamelară*, cînd acestea formează fascicule paralele, şi *mişcarea turbulentă* sau dezordonată, încrucişată. Cea dintîi se observă în canalele artificiale rectilinii în pantă redusă, cea turbulentă întîlnindu-se frecvent în natură. Trecerea de la prima la cea de-a doua se datoreşte creşterii debitului şi vitezei rîului. La locurile de schimbare bruscă a vitezei şi direcţiei, mişcarea turbulentă dă naştere *vîrtejurilor* sau *curenţilor turbionari* ale căror dimensiuni variază în limite foarte largi şi chiar pe acelaşi sector al unui rîu survine trecerea de la o mişcare la alta printr-o uşoară creştere a debitului. Mişcarea turbulentă, răspîndită mai peste tot în natură, are o importanţă mult mai mare pentru desfăşurarea celor trei activităţi ale apei : de eroziune, transport şi acumulare, care se diferenţiază devenind dominantă cînd una, cînd alta, sau se îmbină într-o conlucrare complexă. Întrucît, în ceea ce priveşte eroziunea, se deosebesc două moduri de manifestare care dau naştere la procese şi forme diferite, vom trata pe rînd *eroziunea de fund* şi *eroziunea laterală*.

Eroziunea de fund. Denumită şi eroziune verticală, aceasta reprezintă acţiunea distructivă a apei în mişcare asupra locului pe unde curge. Această acţiune este asemănătoare cu eroziunea pe care o provoacă apele de şiroire sau cele în pînză continuă în curgerea lor pe pante ; întrucît concentrează un volum mai mare de apă şi curge permanent, are o putere mai mare de eroziune şi unele procedee proprii. Întrucît la acţiunea aceasta de roadere şi desprindere a particulelor de pe traseul pe care curge apa participă şi materialele purtate de curentul apei, *eroziunea* se asociază în natură atît de strîns cu *transportul*, încît este dificilă delimitarea uneia de cealaltă, după cum mai departe transportul se asociază cu *depunerea* materialelor purtate şi formarea acumulărilor.

Eroziunea de fund, care se exercită asupra *talvegului*, este şi ea o eroziune liniară ca şi cea torenţială, dar spre deosebire de aceea are o acţiune continuă. Datorită acestei continuităţi de curgere, fundul văii este în genere mai degajat de materiale şi mai ales de cele provenite prin acţiuni conexe datorite şiroirilor sau proceselor gravitaţionale de pe margini, prezentîndu-se în majoritatea cazurilor deschis ca un drum. În ravene sau în ueduri, pe care curgerea apelor este intermitentă, se observă îngrămădiri informe de materiale rămase pe loc la încetarea bruscă a şuvoiului sau surpate de pe versanţi.

După modurile cum acţionează apele curgătoare permanente, se pot diferenţia două procedee. Unul, al *eroziunii directe*, se exercită din susul în josul văii. Curentul apei, singur sau ajutat de materialul rostogolit şi împins (nisip, pietre şi chiar bolovani mai mari), roade rocile aflate în talveg, iar datorită mişcărilor mai înteţite care se produc în jurul celor mai mici obstacole se formează curenţi în pană oblici şi verticali ce acţionează ca nişte dăltiţe la baza obstacolului, pe care ajung cu timpul să-l desprindă şi să-l preia în încărcătură, prin împingere sau rostogolire. Prin acest mod de lucru se produce o adîncire în talveg, mai accentuată acolo unde mişcarea apei este mai rapidă, adică în lungul firului apei, ceea ce dă cu timpul profilul de albie (de unde şi denumirea populară preluată în ştiinţă de *albie* pentru partea inferioară a văii), deci încărcătura de materiale purtate joacă un rol foarte însemnat la erodarea directă a fundului. Cînd încărcătura devine prea abundentă, ea începe să limiteze forţa de eroziune a curentului, care este împiedicată tot mai mult de aceste materiale. Există aşadar o limită pînă la care încărcătura activează eroziunea directă. Cînd eroziunea se produce într-o rocă tare, coerentă, ea reprezintă un ritm mai încetinit de adîncire ; cînd însă acţionează asupra unor roci friabile şi mai ales necoerente, cum sînt nisipurile, depozitele de pietrişuri piemontane etc., adîncirea este foarte rapidă, întrucît desprinderea particulelor nu mai necesită o cheltuire de forţă în plus. Albia se adînceşte ca un ferăstrău într-un lemn moale. Ceea ce mai frînează procesul este tendinţa de evacuare a marii cantităţi de material desprins, adică tendinţa de punere în acord a transportului care rămîne mai în urmă faţă de eroziunea foarte activă (între cauzele frînării trebuie menţionată deci în primul rînd acumularea forţată de material, mai ales în cazul nisipurilor, care alcătuieşte un strat protector în calea eroziunii de fund). De pe urma acestei acţiuni, numită pe drept cuvînd şi eroziune verticală, rezultă văi adînci şi înguste, care se menţin mai îndelung în rocile tari sub formă de *chei*.

Al doilea mod în care se produce eroziunea de fund este acela al *eroziunii remontante*[1]. Pentru explicarea acesteia trebuie lămurită în prealabil o altă noţiune : aceea a adîncimii pînă la care se poate coborî eroziunea în talveg. Întrucît energia cinetică a apei curgătoare creşte în raport cu panta, cu cît diferenţa de nivel între locul de obîrşie şi cel de vărsare al acesteia este mai accentuată, cu atît eroziunea devine mai viguroasă. Adîncirea ei are totuşi o limită, care corespunde cu nivelul la care aceasta se varsă într-o apă mai mare (rîu, fluviu, lac). Sub acest *nivel de bază* apele curgătoare nu pot săpa, întrucît forţa lor distructivă se anihilează. Acel nivel însă nu trebuie luat în înţelesul strict al suprafeţei apei, ci pînă la adîncirea la care coboară şuvoiul acesteia, adîncime ce creşte în raport cu dimensiunile apei curgătoare. Un asemenea nivel de bază poartă numele de *nivel de bază local*. De-a lungul unui rîu pot exista numeroase nivele de bază locale la fiecare zonă confluentă. Şi fiecare, în parte, se referă la afluentul care-şi are vărsarea acolo, deoarece rîul colector îşi are nivelul său de bază local, unde se varsă într-un fluviu sau într-un alt rîu mai mare.

Unele dintre nivelele de bază locale capătă, datorită unor condiţii locale specifice, caracterul de *arii de convergenţă hidrografică*, acolo reunindu-se confluenţele mai multor rîuri. Unele depresiuni intramontane sau subcarpatice sînt caracteristice în această privinţă. De exemplu, în apropiere de Vatra Dornei se adună apele Bistriţei Aurii, Dornei, Negrei Şarului şi altele mai mici ; la sud de Tg. Jiu se adună un întreg mănunchi de afluenţi ai Jiului etc. În cazul unor zone subsidente (de scufundare locală lentă), asemenea convergenţe capătă amploarea unor *pieţe de adunare a apelor*, cum este aceea de pe Siretul inferior. Un asemenea nivel de bază local, comun pentru mai multe bazine hidrografice, are o însemnătate deosebită în îndrumarea eroziunii pe o mare întindere.

Nivelele de bază locale mai caracteristice sînt cele ce se stabilesc prin trecerea unui rîu sau fluviu printr-un lac (de exemplu Ronul prin lacul Geneva). Acel lac constituie nivelul de bază local pentru partea din amonte al rîului sau fluviului respectiv, care depune pe fundul acestuia cea mai mare parte a materialelor purtate, ameninţînd cu timpul să-l colmateze. Rolul de nivel de bază local poate să-l îndeplinească de asemenea şi o formaţiune de roci foarte dure pe care o traversează un rîu. Adîncirea în aceste formaţiuni necesitînd un timp îndelungat, locul respectiv reprezintă pentru partea din amonte un nivel de relativă stabilitate.

Nivelul de bază local se poate schimba cu timpul, în raport cu adîncirea ce se poate produce prin eroziunea de fund care are loc şi în valea rîului colector. O mult mai mare stabilitate prezintă nivelul mărilor, considerat *nivel de bază general*, comun pentru cea mai mare parte a apelor curgătoare ale globului. El este în genere stabil pe perioade mai îndelungate, deşi în decursul istoriei geologice variază şi el. Nu pot intra în categoria aceasta mările interioare sau lacurile, de felul lacului Aral şi Mării Caspice etc., întrucît acestea au nivele

[1] Termenul de *eroziune regresivă* care se folosea în mare măsură în trecut pentru această noţiune a început să cadă în desuetudine, fiind criticat prin nonsensul aparent pe care-l sugerează.

independente de ale oceanului planetar (lacul Aral cu 53 m mai ridicat, Marea Caspică cu 28 m mai coborît).

Eroziunea remontantă lucrează în sens invers decît cea directă, propagîndu-se în *profilul longitudinal al rîului* de la vărsare spre obîrşii, avînd ca punct fix nivelul de bază. Ca şi la curgerile concentrate de pe versanţi, intensitatea adîncirii prin eroziune nu se repartizează în mod uniform pe întreg traseul profilului sau pantei. În porţiunile cu pante mai accentuate sau de ruptură de pantă, eroziunea se intensifică prin creşterea vitezei. Întrucît volumul de apă sporeşte treptat spre vărsare prin raportul afluenţilor, eroziunea se intensifică în genere în sectorul inferior al cursului. Prin roadere directă asupra muchiei *pragurilor* şi mai ales prin subminare, repezişurile sînt silite să reculeze spre amonte. Acest din urmă mod de lucru, cunoscut sub numele de *evorsiune* sau *eroziune în vîrtej*, este deosebit de important şi de activ. Apa, căzînd vertical sau pe plan puternic înclinat, sapă la poalele pragului o groapă, care ia contur circular datorită învîrtirii apei cu o morişcă. Această adîncitură numită *căldare* sau *marmită*[1] poate ajunge la unele rîuri mari sau fluvii de dimensiuni uriaşe (oale gigantice), creînd chiar contrapante în talveg. Pe sectorul Dunării dintre Baziaş şi Porţile de Fier, la Cazane, adîncimea gropilor din talveg coboară pe alocuri chiar sub nivelul mării (la Cazanul Mare, adîncimea maximă e 9 m sub nivelul mării). În ţara noastră sînt numeroase exemple de căldări în Cheile Bicazului, Cheile Nerei şi ale Caraşului, La Şapte Scări în Piatra Mare etc.

Vîrtejul apei din căldări subminează pragul, care se tot retrage. Abruptul cascadei Niagara se retrage în medie cu cîte 1,6 m anual spre amonte. În căldările săpate în talveg, apa continuă să se învîrtejească, astfel că pietrele prinse şi rotite mereu în apă (unde conform legii lui Arhimede pot fi lesne săltate) capătă un contur circular de formă caracteristică, fiind denumite *Kesselstein*. Numeroase asemenea pietre perfect circulare se văd pe valea Zăbalei la Căldări ; tot acolo se văd *găuri de percuţie* de diametru mic în stîncile sau blocurile din sectorul văii, unde într-un trecut depărtat se formau asemenea vîrtejuri în talveg (fig. 164).

Eroziunea „regresivă" poate să lucreze simultan pe mai multe porţiuni în lungul profilului longitudinal al văii, pornind de la diferite nivele de bază locale. În calea ei poate întîlni roci dure şi roci moi. Lucrul nu merge tot una de repede. În rocile moi sau cele mobile, pragurile sînt lesne nivelate, de aceea nu se întîlnesc decît rareori ca trepte în albie. Însă unde apar în talveg roci tari, pragurile acestea dau naştere la *cascade* sau *cataracte*[2], a căror durată este mai mare, ele înscriindu-se ca forme caracteristice în peisaj şi deseori de un pitoresc care atrage un mare număr de turişti (fig. 165).

După retragerea abrupturilor cascadelor, se menţine încă o vreme un talveg plin de *repezişuri* sau *rapide* cu neregularităţi şi mici trepte peste care apa curge învolburată, în *năhlapi* cum se spune pe valea Bistriţei Moldoveneşti. Cu

---

[1] *Marmite* sau *marmites de géants* (în fr.), *pot-holes* (în engl.), *Riesentöpfe* (în germ.).

[2] Unii cercetători fac deosebire între *cataracte*, formate dintr-o succesiune de praguri (de exemplu la Toance pe Bistriţa), şi *cascade*, în care povîrnişul peste care se prăvale apa este vertical sau chiar — atunci cînd sub o placă de roci mai dure urmează formaţii mai friabile — scobit dedesubt datorită contracurentului ascensional al apei.

timpul şi acestea se pot şterge, dar în profilul longitudinal al rîului dăinuie încă o vreme o neregularitate specifică. Eroziunea remontantă lucrează pe întreg traseul văii pînă la obîrşii, unde, volumul apei fiind mai mic, faza de eroziune activă durează mai îndelung. În ansamblu, profilul longitudinal ia forma unei

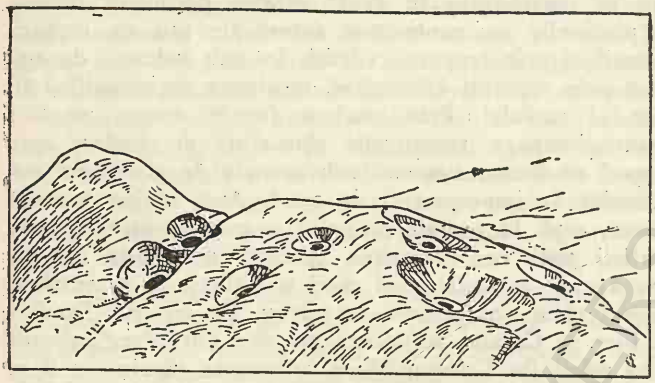


Fig. 164. — Găuri de percuţie în blocuri de gresie din albia Zăbalei, la Căldări în apropierea cascadei. Găurile de cîţiva cm diametru sînt sfredelite în fundul unor alveole largi pînă la 0,5 m.

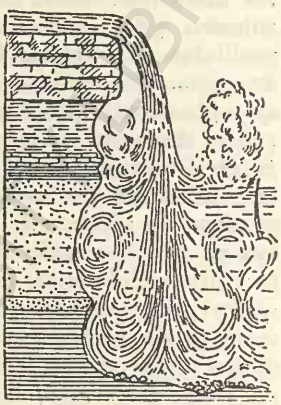


Fig. 165. — Acţiunea de eroziune a cascadei Niagara (după A. Holmes).

curbe concave caracteristice, cu multe neregularităţi de-a lungul ei. La toate rîurile şi fluviile eroziunea remontantă este prezentă.

Cu timpul neregularităţile din profilul longitudinal (praguri, repezişuri, rupturi de pantă în general) sînt înlăturate prin eroziune, iar acesta tinde spre o curbă de formă parabolică numită *profil de echilibru*, care spre nivelul de bază se apropie de orizontală şi creşte progresiv ca înclinare spre obîrşie. Teoretic, pe orice punct al acestui profil, raportul dintre debit, viteză şi încărcătura de materiale purtate este invariabil, astfel că eroziunea potolită pînă aproape de limită nu mai este capabilă să adîncească talvegul. În realitate, această curbă limită, în forma perfectă de care se apropie multe fluvii sau rîuri mari, nu este atinsă niciodată în întregul ei. Ea se realizează mai repede în apropiere de vărsare şi întîrzie mai mult către obîrşie.

În lucrările ce se execută pe o vale, trebuie să se ţină seamă întotdeauna de faza de evoluţie în care se găseşte sectorul respectiv în cadrul ansamblului profilului longitudinal al văii. O analiză atentă a acestuia, raportată şi la structură, constituie cheia determinării gradului de stabilizare a proceselor de eroziune sau de acumulare la care se poate aştepta în sectorul de lucru.

Trebuie să adăugăm că eroziunea de fund nu se exercită numai asupra rocilor din talveg, ci şi asupra materialului desprins, precum şi asupra celui prăvălit sau cărat prin şiroire de pe versanţi. În această acţiune, în care intervin lovirea, strivirea şi unele procese de înmuiere, mişcarea materialului adică *transportul* joacă un mare rol.

Eroziunea de adîncime sau verticală lucrează singură doar în foarte rare cazuri, în condiţii speciale de rocă sau de coborîre accentuată a nivelului de bază local. Rezultă astfel văi adînci şi înguste cu pereţii apropiaţi de verticală, luînd astfel forma de *defilee* strîmte sau *canioane*, ca şi cum un ferăstrău (apa încărcată cu materialul purtat) s-ar fi adîncit pe verticală. Există destule exemple de asemenea văi. Cheile Orzei de pe Ialomiţa superioară constituie unul dintre cele mai caracteristice, la care au participat însă şi procese carstice.

În mod obişnuit, o dată cu adîncirea văii în talveg se produce şi o eroziune laterală, care prezintă caracteristici care trebuie neapărat luate în considerare în lucrările aplicate.

Eroziunea laterală. Prin ea se realizează lărgirea văii, şi se bazează pe două acţiuni diferite : una o constituie procesele de pantă, în care intră întreaga gamă de pornituri (alunecări, surpări, rostogoliri etc.), eroziunea de suprafaţă şi ravinaţia, care acţionează asupra întregului povîrniş, din vale pînă în partea superioară a interfluviului, cu o eficienţă deosebită în tendinţa finală de atenuare a pantei ; şi a doua, eroziunea laterală propriu-zisă, sub influenţa directă a apei curgătoare, care, deşi prezintă efectele cele mai mari numai în albie sau la poalele versanţilor, poate provoca pagube însemnate în construcţii, căi de comunicaţie, terenuri agricole etc. Prezentăm aici trăsăturile specifice ale celei din urmă.

Eroziunea laterală se datoreşte deplasării apei curgătoare în albie spre un versant sau altul al acesteia. Ea poate fi generată de şerpuirea cursului sau de deplasarea laterală a unui întreg segment al rîului fie datorită unor cauze generale (abaterea datorată rotaţiei pămîntului), fie datorită unor cauze locale, cum ar fi împingerea prin depuneri aluvio-proluviale, mişcări neotectonice etc.

Apele curgătoare manifestă tendinţa de şerpuire chiar pe un plan uniform înclinat şi chiar în pantă accentuată. Trasee rectilinii se întîlnesc extrem de rar în natură. Sinuozităţile pe care le face o apă curgătoare sînt în general cunoscute sub numele de *meandre*. Nu toate încreţiturile cursului pot fi însă considerate adevărate meandre[1], ci numai cele ale căror trasee „se deplasează fără o explicaţie aparentă de la direcţia ei de scurgere pentru a reveni după ce a descris o buclă proeminentă" (36).

Meandrele sînt forme caracteristice pentru apele curgătoare permanente, fie că acestea curg liniştit pe pante extrem de slab înclinate (de exemplu Buzăul în NE Cîmpiei Române sau braţul Sf. Gheorghe din deltă), fie că au cursuri repezi de munte (ca Bistriţa mai sus de Borca, Arieşul în Munţii Apuseni etc.). De regulă, porţiunile cu meandre alternează cu porţiuni cu şerpuiri simple sau neregulate.

Pentru explicarea formării meandrelor se invoca mai de mult curgerea ezitantă pe planuri foarte slab înclinate, unde, viteza apei scăzînd enorm datorită influenţei cu totul reduse pe care o exercită forţa de gravitaţie, rîul nu se poate încastra şi rătăceşte la întîmplare pe propriile lui depuneri. Am arătat că meandrele nu se pot forma numai pe planuri slab înclinate, ci şi în albii în pantă accentuată, ceea ce arată că nu aceasta este cauza esenţială.

---

[1] Există o întreagă terminologie pentru diferitele feluri de cotituri ale apelor curgătoare : *cot (coude, bends...), turnantă (turnings), bucle (anses, loops)* etc.

Cercetările au dovedit că este greşit a se asocia apariţia meandrelor cu slăbirea forţei apei curgătoare şi că, dimpotrivă, formarea meandrelor arată o oarecare forţă netă disponibilă a cursului respectiv, întrucît acestea reprezintă forme de eroziune, nu de depunere. De altfel, un rîu prea încărcat cu materiale nici nu face meandre, ci manifestă altă tendinţă : aceea de a se desface în braţe, de a înconjura ostroave etc. (36).

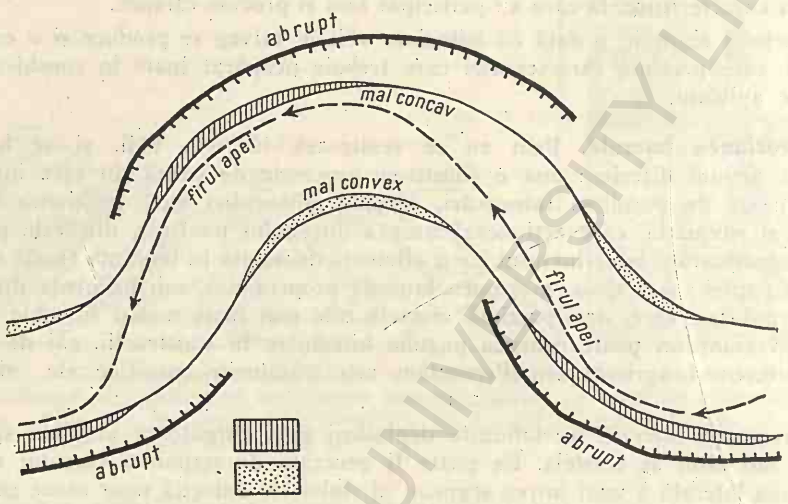


Fig. 166. — Eroziune (*1*) şi depunere (*2*) în meandrele apelor curgătoare (după M. Derruau).

Cercetările mai recente arată că pentru formarea meandrelor este necesară ajungerea la o stare de echilibru între viteza de scurgere (deci pantă), debit, proporţia de materiale purtate şi rezistenţa pe care o opun malurile. Cînd acestea din urmă sînt tăiate în depunerile aluviale din albie, cu rezistenţă redusă, formarea şi dezvoltarea meandrelor se produc cu multă înlesnire. Pe porţiunile unde talvegul se adînceşte direct pe o rocă relativ tare, procesul este ţinut mai multă vreme în loc.

În cuprinsul meandrelor, curentul principal al rîului sau firul apei se abate în zigzag din concavitatea unei meandre în concavitatea meandrei următoare pînă sub malul acestora. El prezintă astfel o sinuozitate mai accentuată decît cea a cursului apei. În felul acesta curentul apei sapă lateral în malul concav, făcîndu-l să reculeze, retrăgîndu-se astfel treptat de pe malul convex ce înclină uşor sub nivelul apei[1]. Se creează astfel o disimetrie între malul concav înalt şi abrupt unde precumpăneşte eroziunea şi cel convex jos din faţă unde se depune materialul purtat, şi această disimetrie alternează succesiv de la un mal la celălalt (fig. 166).

Eroziunea prin subminare în concavitatea meandrei nu se produce prin lovirea directă a bazei malului de către curentul apei, cum ar părea la prima vedere şi cum s-a crezut multă vreme, ci printr-un proces ceva mai complex. De fapt,

[1] Partea aceasta cu depuneri de nisipuri şi pietriş este cunoscută în toponimie sub denumirea de *renie* sau *scruntar*, corespunzînd francezului *engraisse*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şuvoiul principal al rîului sau firul apei nici nu atinge direct malul, ci trece la o mică distanţă de acesta. După observaţiile mai de amănunt se pare că subminarea se produce mai degrabă datorită unei mişcări giratorii a apei. O dovadă în plus că subminarea malului concav nu se produce prin lovirea directă a apei este că, cel puţin în rocile mai friabile şi mai permeabile, procesul are loc nu în perioadele apelor mari, cu toată violenţa sporită a curentului acestora, deoarece prin umezire roca malului capătă o coeziune mai mare, ci în perioadele de retragere a apelor, cînd prin coborîrea nivelului acestora scade presiunea hidrostatică în mal, iar baza lui se află încă puternic înmuiată cu apă (36).

Erodînd mereu în malul concav şi retrăgîndu-se pe cel convex, rîul îşi exagerează din ce în ce bucla meandrelor, care se dezvoltă lateral, dar nu numai spre marginea văii, ci în întreaga curbură a meandrei. De pe urma acestei accentuări continue, rezultă două consecinţe : curgerea apelor capătă pe mici porţiuni o direcţie *obsecventă* contrarie (din aval spre amonte), talvegul se lungeşte micşorînd astfel înclinarea pantei de scurgere. Se constată însă că erodarea nu este uniformă în toată bucla meandrei, ci devine treptat mai accentuată în jumătatea ei dinspre aval, unde se produce şi deplasarea maximă a cursului spre malul concav.

Procedînd astfel, eroziunea laterală îngustează treptat spaţiul dintre meandre, care poate ajunge un peduncul îngust, iar cu timpul chiar îl străpunge, despărţindu-l de restul malului. Secţionarea aceasta se poate produce fie prin tangenţa buclelor, fie prin intersectarea verticală în perioada creşterilor mari ale apei, cînd, întreaga vale fiind inundată, curentul acesteia îşi caută un traiect mai scurt, înfigîndu-se cu uşurinţă în această creastă îngustă.

Intersectarea pedunculului dintre două meandre are consecinţe geomorfologice importante. În primul rînd, producîndu-se o scurtare însemnată a canalului de scurgere, acesta capătă în porţiunea recent străpunsă o pantă mai accentuată sub forma unui repeziş sau chiar a unei mici cascade în talveg, care imprimă o nouă forţă de eroziune apelor rîului.

Se citează asemenea cazuri în bazinele rîurilor Semois, Sambre, Meusa ş.a. din NE Franţei, în care diferenţa de nivel a talvegului rezultată de pe urma intersectării pedunculului dintre meandre fiind de cîţiva metri şi pe alocuri chiar de mai multe zeci de metri a dat naştere la cascade, care se menţin un timp îndelungat, cum este cascada Coo (187). Eroziunea remontantă capătă prin aceasta un plus de forţă netă care-i intensifică activitatea.

O altă consecinţă a străpungerii fîşiei de teren dintre meandre şi mai ales unde aceasta prezintă oarecare adîncire este că promontoriul dintre meandre se transformă într-un fel de insulă cu contur rotunjit sau oval, numită popular *grădişte* sau *popină*. Într-o vale care a trecut prin faza aceasta de eroziune prin meandre, grădiştele rămîn ca nişte martori după care s-ar putea reconstitui unele etape din evoluţia cursului respectiv. Pe baza unora dintre acestea, cum sînt „dealul" Mitropoliei, „dealul" Radu Vodă şi alte elemente de luncă, G. Vâlsan a putut urmări în amănunt evoluţia văilor Dîmboviţa şi Colentina, din cuprinsul şi din vecinătatea oraşului Bucureşti (219) (fig. 167). Grădiştele sau popinele sînt numeroase în lunca Dunării, în cea a Siretului inferior etc.

După străpungerea lor şi deci scurtarea cursului, meandrele rămîn ca braţe moarte (fig. 168), care datorită formei lor caracteristice au căpătat diferite numiri populare foarte sugestive : *belciuge* la noi, *oxbow-lake* (adică corn de bou) în valea fluviului Mississippi, *mortlake* în Anglia etc., înşirîndu-se pe o parte şi alta a

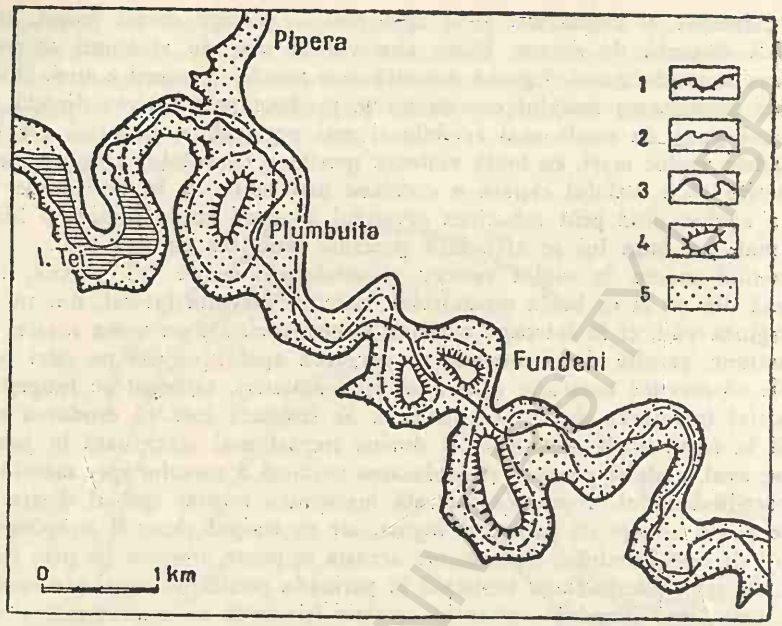


Fig. 167. — Valea Colentinei la nord de București, cu fostele meandre, cu grădiști (la Plumbuita și Fundeni) și cursul vechi de la 1909 (după G. Vâlsan). *1*, Abrupt ; *2*, cursul rîului la 1909 ; *3* curs vechi ; *4*, grădiști ; *5*, lunca.

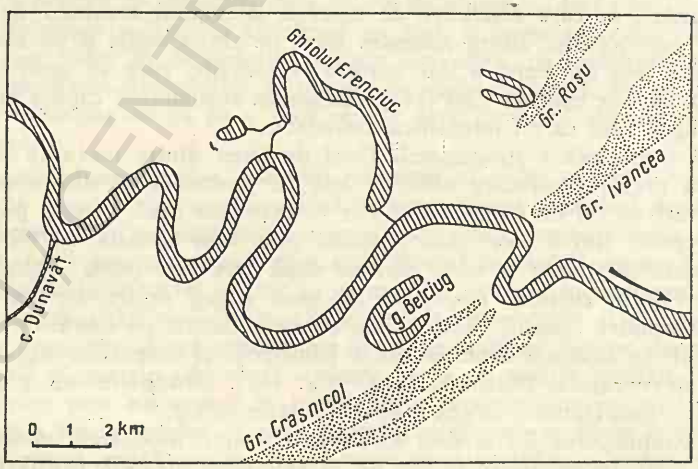


Fig. 168. — Meandre părăsite în lungul brațului Sf. Gheorghe din Delta Dunării.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cursului rîului sau fluviului. Ele se alimentează din rîu doar la ape mari, în restul timpului rămînînd ca nişte bălţi de formă caracteristică. Asemenea *meandre părăsite* se întîlnesc foarte frecvent în lungul Tisei. Chiar în Delta Dunării, de-a lungul braţului Sf. Gheorghe, lacurile Erenciuc şi Belciug au aceeaşi origine. Cu timpul, prin aluvionare, obturîndu-se cu totul legătura cu rîul, braţele moarte se usucă. Dar şi martorii de eroziune pot fi nivelaţi de eroziune într-o perioadă oarecare.

În evoluţia unei văi cu meandre au fost deosebite mai multe faze. În faza de accentuare a şerpuirilor se formează meandre simetrice. În măsura în care acestea se măresc ca rază, se accentuează disimetria malurilor (meandre asimetrice). Într-o a treia fază, începe secţionarea pedunculilor dintre meandre, apar meandre scurtate, braţe moarte şi grădişti. Într-o ultimă fază, valea apare ca un culoar adîncit şi relativ larg, cu malurile scobite în largi concavităţi. Pe suprafaţa noii albii, de pe care martorii au dispărut prin eroziune, rîul prezintă un curs extrem de întortocheat, printre braţe moarte şi mici bălţi (135).

O altă formă, ce rezultă frecvent prin retezarea promontoriilor dintre meandre, este aceea a unei *false terase de meandre*[1], care ar putea fi luată drept o terasă de albie majoră datorită netezimii uneori remarcabile, dar a cărei origine se poate preciza prin identificarea de structură dintre aceasta şi malul concav.

Urmarea generală a eroziunii laterale prin meandre este lărgirea considerabilă pe alocuri a culoarului văii, cu formarea unor contururi neregulate ale malurilor, dar mai ales cu succesiunea de concavităţi şi pinteni[2], cum se poate vedea chiar în partea de nord a oraşului Bucureşti în zona lacurilor de pe valea Colentinei (fig. 167). Cît de mult se pot extinde lateral meandrele în faza lor de maximă dezvoltare este o problemă care a preocupat pe cercetători, întrucît eroziunea şi surparea malurilor acestora pot pricinui pagube importante în construcţii sau pierderi de terenuri agricole. Limita pînă la care se pot dezvolta meandrele depinde de debitul rîului, viteza lui şi rezistenţa malului. Aşa se explică faptul că marile fluvii au meandre de curbură largă de mulţi kilometri, în vreme ce rîurile mai mici prezintă nişte meandre doar de amploarea cîtorva zeci de metri. Emm. de Martonne (48) dădea raportul de 1/18 între lăţimea apei curgătoare şi lărgimea albiei meandrelor. Se constată că acest raport poate varia între 1/12 pentru marile fluvii largi de 300 m şi 1/16 pentru cele mijlocii (peste 30 m lăţime) etc. Raporturile acestea se verifică la un mare număr de fluvii şi rîuri, deşi ele nu exprimă decît unele dintre elementele complexului de factori menţionaţi mai sus de care depinde amploarea meandrelor. Meandrele Tisei sînt mai mari decît ale Crişurilor, iar ale fluviului Mississippi cu mult mai ample decît ale Tisei.

Au fost recunoscute două tipuri principale de meandre: divagante şi adîncite.

Meandrele divagante sau *rătăcitoare* se dezvoltă în albiile majore sau în cîmpiile aluviale. Fiind puţin adîncite în aceste formaţiuni, îşi modifică cu uşurinţă traseul, fapt care se poate observa la interval doar de cîţiva ani sau chiar după o viitură mai mare. Întrucît terenurile aluviale pe care se dezvoltă sînt obişnuit for-

---

[1] Încă mai de mult acestea au fost numite *terase poligenice*, fiind formate în acelaşi timp prin aluvionare şi eroziunea rocii *in situ* (denumirea folosită de Chaput în 1919 pentru Garona şi intrată apoi în uz).

[2] Concavităţile se numesc *amphithéâres, coves, Talnischen*, iar pintenii — *éperons, spurs, Sporne.*

maţii relativ omogene, buclele acestor meandre au o formă regulată, chiar cînd capătă, printr-o evoluţie mai îndelungată, trasee extrem de complicate.

Meandrele adîncite sau *încătuşate* se dezvoltă obişnuit în roci relativ tari, dar şi în rocile moi (de exemplu meandrele Cîlniştei din Cîmpia Română). Ele prezintă în genere o mai mare stabilitate, versanţi puternic înclinaţi şi văi înguste lipsite de luncă, întrucît procesele legate de evoluţia lor sînt mai lente, intersectarea promontoriilor dintre meandre mult întîrziată, iar apariţia martorilor, aici adevăraţi monticuli, mai rar întîlnită. În ţara noastră meandre adîncite de mai mare amploare formează Prutul în porţiunea dintre Rădăuţi şi Ripiceni, unde rîul s-a încătuşat în formaţiuni de calcare cu *Lithothamnium* sau în rocile toltriene (fig. 169).

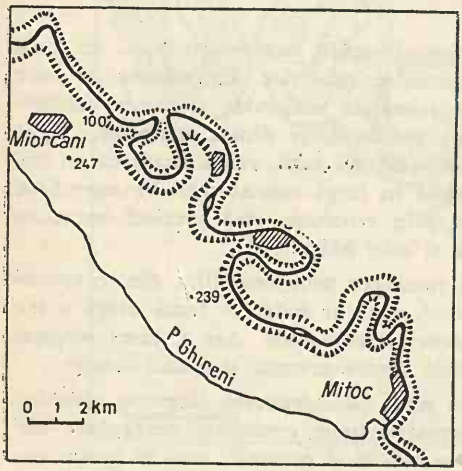


Fig. 169. — Meandre adîncite de Prut în Moldova de nord.

Adepţii părerii care susţin existenţa unei legături genetice între cele două tipuri de meandre afirmă că meandrele adîncite ar proveni din cele divagante, care, printr-o întinerire a eroziunii într-un anumit sector, s-au adîncit treptat în acelaşi contur, devenit tot mai stabil în măsura coborîrii pe verticală a rîului (48). Din divagante meandrele ar deveni astfel adîncite. Unii geografi, între care P a u l M a c a r (187), presupun chiar şi o evoluţie reversibilă în care, printr-o îndelungată eroziune laterală (cu lărgirea continuă a culoarului sinuos al văii, cu intersectarea promontoriilor dintre meandre şi distrugerea treptată a martorilor), s-ar ajunge din nou la o albie lărgită, pe fundul căreia meandrele îşi reiau caracterul divagant. Scindîndu-se, acestea se pot transforma în meandre mai mici, dar mai complicate de felul *meandrelor complexe.*

Cercetările mai recente au arătat că meandrele nu se imprimă pur şi simplu în măsura adîncirii cursului, ci dimpotrivă ele evoluează treptat, putînd să se creeze, să se dezvolte ca dimensiuni sau să se micşoreze pînă la dispariţie după specificul local (36). Se dă ca exemplu Mosela la Liverdun în Podişul Lorenei, care la începutul adîncirii are un curs rectiliniu şi doar mai departe în zona de adîncire formează meandre. „Aptitudinea" de a forma meandre adîncite se leagă strîns de forţa netă a rîului şi rezistenţa malurilor. În genere, eroziunea este frînată în zone cu roci foarte rezistente, ea lucrînd cu greutate în formaţiuni dure, dar de asemenea este împiedicată şi în zone cu roci friabile, unde surpările de mari proporţii în maluri duc la împotmolirea cursului ajuns în imposibilitatea de a se debarasa de aceste materiale şi de a mai avea energie disponibilă pentru a eroda. Meandrele adîncite se dezvoltă astfel cu precădere în ţinuturi cu roci de rezistenţă medie. În aval de o confluenţă cu un rîu mai însemnat, se produce o creştere în mărimea meandrelor adîncite.

Există şi alte elemente care pot determina forma meandrelor. Se ştie, de exemplu, că în structuri omogene ele au o formă mai regulată, iar în terenuri

alcătuite din roci eterogene capătă deformări surprinzătoare, cu schimbări bruște de trasee, datorită rezistenței opuse de rocile mai dure, care pot provoca devieri ale cursului pentru evitarea obstacolului. De asemenea, faliile sau pliurile de mică amploare pot produce devieri în traseul meandrelor.

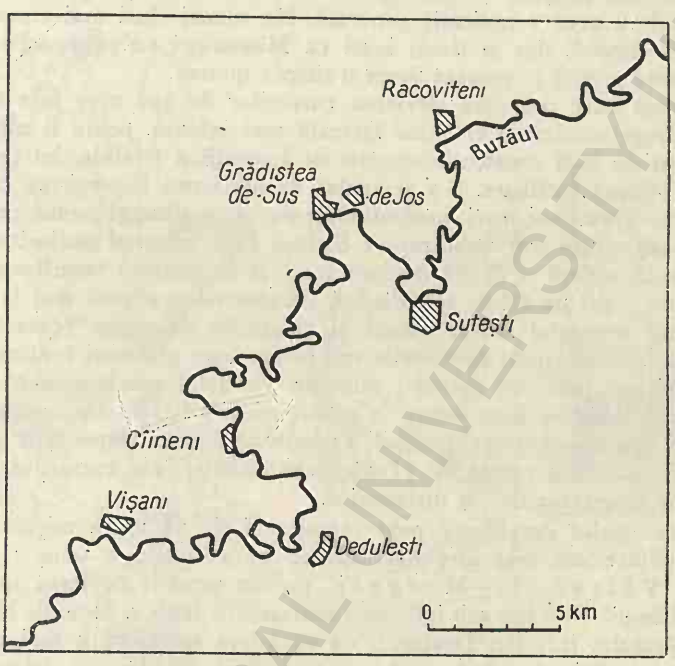


Fig. 170. — Meandre compuse pe valea Buzăului în cîmpie.

O altă clasificare a meandrelor este aceea care le desparte în simple și compuse. *Meandrele simple* sînt cele despre care s-a tratat în mare măsură pînă acum, cu trasee în bucle. *Meandrele compuse* se prezintă cu încrețituri mai mici înscrise pe traseul meandrelor mari, cum se pot vedea pe valea Buzăului între gura Jirlăului și Racoviteni (fig. 170), pe valea Prutului la Fălciu, a Ialomiței la Urziceni etc. S-au putut diferenția astfel meandre compuse duble și chiar triple (180).

În afara modului celui mai obișnuit de lărgire a văilor prin dezvoltarea meandrelor, eroziunea laterală se mai poate produce prin *devierea cursului* apei curgătoare (rîu, fluviu), pe sectoare mai mari sau mai restrînse, sub impulsia unor cauze generale sau locale.

Între cauzele generale de deviere a cursului se menționează cea datorită rotației pămîntului, pe care G. Baer a aplicat-o din 1866 pentru a explica disimetria malurilor Volgăi și altor fluvii cu direcție de curgere nord-sud, considerînd că datorită unei asemenea devieri, care face ca fluviul să bată mereu în malul drept, acesta este mai povîrnit și mai înalt decît cel opus. „Legea lui Baer", cum a fost numită această aplicare la eroziunea laterală a văilor, a căutat să se extindă ulterior și la alte fluvii (exemplu fluviul Hudson din regiunea New York

etc.). Calculîndu-se forţa ce se imprimă apelor curgătoare prin mişcarea de rotaţie — care este egală cu viteza cursului şi sinusului latitudinii —, se constată că aceasta este extrem de mică, de ordinul cîtorva zeci de milimetri (187). Cu toate că este extrem de redusă, acţionînd în mod continuu, se consideră că ea poate imprima eroziunii laterale o tendinţă de accentuare într-o parte. Regula este însă departe de a avea o aplicaţie generală. Nu numai rîuri mai cunoscute nouă, ca Prutul sau Siretul, dar şi fluvii mari ca Mississippi ş.a. nu confirmă această „lege", care este privită în prezent drept o simplă ipoteză.

Alte cauze care provoacă devierea cursurilor de apă spre una din laturile văii, avînd drept rezultat o eroziune laterală mai intensă, poate fi alunecarea pe faţa unui strat de rocă rezistentă acoperit de formaţiuni friabile, întreg complexul prezentînd o uşoară înclinare. S-a semnalat de asemenea împingerea cursului rîurilor prin depunerea unor mari mase aluviale de către afluenţi numai pe o latură a văii. Caracteristic este sub acest raport Siretul, care primind majoritatea afluenţilor pe dreapta, suferă o vădită deviere spre est în sectorul confluenţelor (215), ceea ce creează local un fel de bucle mari. Fenomenul se repetă mai la toate văile care jalonează contactul dintre munţi şi ţinuturile deluroase (caracterizat prin *depresiuni de contact),* unde depunerile sub forma unor glacisuri continuă să înainteze spre periferie prin noi aporturi aluviale. De felul acesta este Mureşul între Aiud şi Alba-Iulia, care bate mereu în malul stîng. Oltul în Depresiunea Făgăraşului, împins spre nord către Podişul Transilvaniei prin depunerile numeroşilor afluenţi ce coboară din munte etc. Toate aceste abateri ale cursurilor duc la lărgirea văilor şi la crearea de văi disimetrice.

Devierea apelor curgătoare poate rezulta şi de pe urma mişcărilor neotectonice de înălţare sau mai ales de coborîre pe verticală a unor regiuni. Încă de mult G. Vâlsan, G. Murgoci ş.a. au urmărit devierea spre stînga a rîurilor din Cîmpia Română sub influenţa scufundării lente a zonei de NE a acesteia în bazinul Siretului inferior. Devierea, cu părăsirea succesivă a mai multor albii în formă de evantai, dovedeşte o deosebită putere de eroziune laterală care se înscrie în peisaj prin lărgirea văilor.

Prin eroziunea laterală directă la baza versanţilor datorită apelor curgătoare şi prin cea asociată, dar foarte eficace, prin procese gravitaţionale, de şiroire etc., pe întreaga întindere a versanţilor, văile se lărgesc în măsura în care se adîncesc. În raport cu faza de evoluţie în care se găsesc şi cu roca în care se formează, se dezvoltă mai multe tipuri de văi ; de la cele în *chei* (fig. 171), ferestruite în roci rezistente şi mai ales în calcare, pînă la *văile largi,* cu luncă şi versanţi slab înclinaţi, este o întreagă serie de tipuri intermediare. În genere, profilul transversal al văilor tinde şi el la o stabilizare, care este atinsă cînd şi versanţii capătă o formă uşor concavă.

Acţiunea de transport a apelor curgătoare. Cînd într-un sector al albiei rîului energia cinetică depăşeşte forţa de frecare de pe urma căreia rezultă eroziunea, curentul apei pune în mişcare particulele mobile în ordinea mărimii şi greutăţii lor, începînd cu cele mai fine. Prin aceasta transportul se îmbină cu eroziunea, pe care o activează prin mişcarea materialului purtat, după cum se leagă şi cu acumularea întrucît, în fiecare punct al albiei disponibilul de forţe necesar transportului variind în raport cu mai mulţi parametri, acesta poate fi anihilat, iar materialul să se depună. Transportul îndeplineşte astfel rolul im-

portant de redistribuire a materialelor pe traiectul dintre părţile înalte spre cele joase ale reliefului.

Transportul materialelor în apele curgătoare este în funcţie de viteza curentului, de adîncimea apei şi dimensiunile materialului purtat. La rîndul ei viteza

Fig. 171. — Cheile mici de la Pietrele lui Solomon, aproape de Braşov.

variază în raport cu panta şi debitul în lungul aceluiaşi rîu şi chiar pe aceeaşi secţiune a rîului, cum s-a arătat. Influenţa adîncimii apei este încă puţin cunoscută şi neglijată de unii cercetători, ea contribuie însă în mod direct prin presiunea ce exercită la desprinderea particulelor de pe fund şi la formarea componenţilor verticali ai vitezei curentului turbulent. Numai prin aceşti curenţi turbionari ascendenţi se explică forţa ascensională care antrenează particule mai grele decît apa, le ridică de pe fund şi le poartă în suspensie. Variaţia de intensitate şi direcţie a vitezei curentului apei şi deci a curenţilor turbionari ascendenţi creează o continuă oscilaţie pe verticală a particulelor, care se pot lăsa la fund şi rămîne un timp acolo, pot fi împinse prin tîrîre sau antrenate din nou în mişcare ascensorială.

În aceste mişcări dimensiunile materialului cărat (volum şi greutate) prezintă o mare însemnătate. Cercetările arată că greutatea limită a particulelor transportate prin tîrîre în apă este egală cu viteza curentului la puterea a şasea. Adică dimensiunea materialelor antrenate de şuvoi creşte foarte repede în raport cu creşterea vitezei. O dublare a vitezei pune în mişcare particule de 64 de ori mai

mari (36). Astfel, la o viteză de 0,075 m/s, curentul apei poate pune în mişcare prin tîrîre pe fundul albiei doar particule fine coloidale de argile cu diametrul de 1μ ; de la o viteză de 0,15 m/s curentul apei poate mişca nisipul (circa 0,1 mm), iar pietricelele de 2,5 mm pot fi urnite din loc numai de o viteză de 0,3 m/s. Numai la viteze considerabile, de peste 4,4 m/s, pot fi rostogolite blocuri mai grele de 1,5 t.

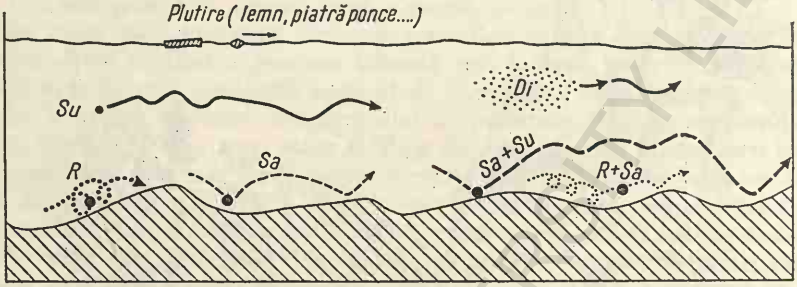


Fig. 172. — Diferite moduri de transport prin apele curgătoare : prin rostogolire (*R*), prin salturi (*Sa*), în suspensie (*Su*) şi în disoluţie (*Di*) (după M. Derruau).

Se înţelege că prin creşterea vitezei la viituri se transformă radical puterea de transport a apelor curgătoare, ridicînd de pe fund şi purtînd în suspensie particule care stăteau în mod obişnuit nemişcate, ori se mişcau încet prin rostogolire, iar la ape mici toate aceste particule, răscolite incidental, vor rămîne din nou imobilizate pe fundul albiei. Aşa se explică de ce fundul albiei prezintă, după viituri, adînciturî în albie care nu existaseră, anumite bancuri de nisip şi pietriş dispar sau se extind spre aval, se aglutinează între ele sau se secţionează etc.

În legătură cu potenţialul de transport al apelor curgătoare, cercetările au arătat că dimensiunile materialului purtat variază în raport cu viteza necesară pentru *a continua* transportul mai dinainte început sau cu viteza necesară (mai mare) pentru *a pune în mişcare* particule care pînă atunci stăteau pe loc, în raport cu un transport rapid sau unul lent al materialelor purtate, precum şi în raport cu densitatea particulelor sau cu faptul dacă acestea sînt rotunjite sau colţurate, ceea ce opune piedică în mers.

S-a constatat că densitatea apei curgătoare însăşi introduce variante în potenţialul de transport. Se subliniază chiar faptul că la creşterea încărcăturii rîului cu material purtat, ceea ce diminuează bineînţeles forţa de eroziune, creşte densitatea curentului apei şi deci puterea lui de a pune în mişcare particule mai grele. Aşa se explică faptul că torenţii cu apa lor tulbure şi groasă, datorită amestecului cu atîtea particule pămîntoase, pot urni şi chiar rostogoli pe distanţe apreciabile blocuri de foarte mari dimensiuni. Se dau de asemenea exemple de ape curgătoare din ţinuturile vulcanice active (de exemplu în Mexic), care supraîncărcate cu cenuşi vulcanice, avînd o densitate mai mare de 2, transportă cu uşurinţă blocuri şi chiar stînci uimitor de mari.

Alături de curentul apei rîurilor, se poate astfel vorbi de un al doilea curent al materialelor purtate sau aluviunilor. Totalitatea aluviunilor antrenate de

o apă curgătoare în transport mecanic constituie *debitul solid*. Acesta se exprimă în kg/s într-o secţiune dată şi se compune din materiale mai grele purtate *prin tîrîre* pe fund şi materiale fine purtate *în suspensie* în tulbureala apei (unele particule foarte uşoare chiar *prin plutire* la suprafaţă). Între aceste două categorii nu există o limită precisă permanentă, căci variaţia de viteză aduce creşteri la puterea a şasea în ceea ce priveşte dimensiunile materialelor puse în mişcare. În felul acesta la ape mari trec în suspensie şi firicele de materiale mai mari. În afara celor două categorii de transport, s-a constatat că apele curgătoare transportă *în disoluţie* şi alte cantităţi de materiale (fig. 172).

Transportul prin tîrîre depinde — în afara elementelor care condiţionează în genere transportul în apele curgătoare (viteză, pantă etc.) şi de elemente specifice, legate de forma particulelor care poate crea rezistenţe (formele neregulate sau colţurate) sau înlesni mişcarea (formele rotunjite), precum şi de caracteristicile fundului albiei (accidentat sau neted, nisipos sau cu pietriş). În genere, deplasarea particulelor pe fundul albiei se face prin *salturi*. Curenţii ascendenţi, rezultaţi din descompunerea presiunii hidrodinamice într-o forţă de translaţie paralelă cu faţa apei şi una ascensională perpendiculară pe cea dintîi, ce antrenează materialele grele într-un fel de pulsaţii, produc aruncături lente ca la o filmare încetinită, un fel de bombardament succesiv al particulelor. O altă mişcare, care antrenează mai ales particulele de formă plată, chiar la viteze reduse, este cea prin *împingere* directă, iar alta, mai comună, prin *rostogolire* pe fund datorită răsturnării de pe micile neregularităţi ale talvegului, care duce la tocirea muchiilor şi colţurilor, astfel că particulele rulate tind să se rotunjească aşa cum se întîmplă cu prundişul rîurilor. Nici între aceste categorii de transport nu este o delimitare netă, aceeaşi particulă putînd fi mişcată rînd pe rînd prin salturi, prin împingere sau prin rulare. În legătură strînsă cu transportul materialelor, se produce şi o erodare şi chiar o sfărîmare continuă a lor, ceea ce duce la rotunjire şi la o treptată micşorare a dimensiunilor acestora. Chiar particulele de nisip prezintă semnele rulării. Iată pentru ce forma rotunjită a particulelor transportate de apele curgătoare permanente trebuie considerată astfel ca un caracter cu totul specific al acestui mod de transport, un indicator pentru diferenţierea depozitelor aluviale de cele proluviale, coluviale, deluviale etc.

Într-o lucrare din 1961, J. Tricart arată deosebirea netă dintre transportul prin *salturi* şi *rostogolire* pe de o parte, comun cursurilor de apă permanente, cu deplasarea independentă a fiecărui fir de nisip sau pietriş, care rămîn mereu în apropierea fundului talvegului, şi *transportul în amestec (charriage en vrac)*, caracteristic cursurilor torenţiale, la care un întreg pachet de aluviuni alunecă pe fund sau este aruncat în sus (uneori pînă la 1 m deasupra talvegului). Acest din urmă mod de transport poate avea drept cauze: o bruscă undă de creştere transmisă de un torent afluent, o bruscă dispariţie a unui obstacol din faţă (ceea ce are efectul unei ruperi de baraj), căderea apei la verticală peste un obstacol din albie (de felul *năhlapilor* din albiile pline de bolovani în munte) etc. Acest mod de transport, mai frecvent pe firul apei unde curentul rîului este mai violent, se domoleşte unde albia majoră suferă o bruscă lărgire. Prin acest sistem de transport se pun în mişcare mase enorme de aluviuni, dar pentru intervale scurte de timp (cel mult cîteva minute) şi nu la distanţe mari (cel mult cîteva zeci de metri, foarte rar peste 100 m). La transportul prin salturi şi rulare, fenomenul este mai puţin discontinuu şi durează un timp mai îndelungat. Spre deosebire de trans-

portul în amestec, unde particulele nu suferă de regulă însemnate modificări de formă (cel mult se despică), la săltare-rulare particulele îşi tocesc colţurile şi se rotunjesc (214).

Transportul prin tîrîre pe fundul albiei antrenează doar o mică parte din totalitatea materialului purtat ; dar prin fărîmiţarea continuă el furnizează o parte din materialul ce trece în suspensie şi care creşte procentual spre cursul inferior al rîurilor şi fluviilor. În genere, se produce o sortare a materialelor purtate prin tîrîre, astfel că fiecărui sector al unui rîu îi corespunde o anumită calibrare medie a aluviunilor de fund (mai mari la obîrşie, treptat mai mărunte spre vărsare). De asemenea şi situaţiile în care intră în acţiune fiecare dintre cele trei feluri de transport prin tîrîre se diferenţiază. Particulele grosiere, bolovanii, blocurile se deplasează mai ales prin rostogolire (ele sînt atacate continuu prin curenţii laterali, care erodează circular îngustînd suportul, astfel că devin mai susceptibile la răsturnare cînd cresc apele). Particulele mai uşoare sau de formă plată, cum este nisipul sau unele pietricele lamelare, se deplasează chiar la viteze reduse ale curentului apei prin împingere, formînd pe fundurile nisipoase un fel de riduri ca nişte miniaturi de dune, în succesiune una după alta, întrucît, sub influenţa curentului apei, particulele urcă încet pe planul uşor înclinat al acestor ridicături vălurate, pentru a cădea repede pe planul abrupt din aval. Mişcarea aceasta a firicelelor de nisip este foarte lentă, cam de 400—500 de ori mai mică decît viteza curentului apei (195). La creşterea vitezelor şi în genere la ape mari, precumpăneşte transportul prin salturi, care se diminuează mult la ape scăzute.

Transportul în suspensie antrenează numai materialele fine şi coloidale, ale căror dimensiuni numai în cazuri excepţionale pot depăşi 0,8 mm. Conform legii lui Arhimede, pierzînd în apă o parte din greutatea lor, aceste particule coboară sub influenţa gravitaţiei atît de lent, încît o foarte slabă mişcare a apei este suficientă pentru a le menţine „între ape". Aceste particule fine nu se depun pe fundul albiei, ci parcurg distanţe enorme în apele rîului, aşezîndu-se doar la gurile acestora sau ale fluviilor, fiind cele care contribuie în mare măsură la alcătuirea formaţiunilor deltaice.

Cantitatea de materiale purtate în suspensie sau *turbiditatea* este cu mult mai mare la fluviile din ţinuturile aride, unde poate atinge chiar 10% din volumul lichid total, reducîndu-se sub 1% la rîurile din ţinuturile cu climat temperat umed. Aceasta se explică prin faptul că majoritatea materialelor purtate în suspensie provine din spălarea solurilor de pe versanţi, datorită mai cu seamă eroziunii de suprafaţă. Unde eroziunea de suprafaţă ia proporţii mari, ca urmare a defrişărilor, a păşunatului excesiv şi mai ales a agriculturii neraţionale pe pante prea puternic înclinate, creşte considerabil turbiditatea rîurilor. Debitul aluviunilor purtate în suspensie — care se exprimă prin unitatea de greutate la unitatea de timp (kg/s) — variază astfel în limite relativ largi între diferite regiuni şi chiar în aceeaşi regiune în diferite perioade ale anului.

Amploarea transportului materialelor în suspensie este cu mult mai mare decît a materialelor transportate prin tîrîre. În medie cea dintîi reprezintă între 90 şi 98% din întregul debit solid al rîurilor (195). Doar la rîurile de munte cu ape repezi, deci cu mare putere de transport a particulelor prin tîrîre, proporţia turbidităţii scade sub acest procent.

Dar proporţia materialelor în suspensie variază chiar în aceeaşi secţiune a rîului pe verticală şi pe orizontală. Ea creşte de la suprafaţă spre adîncime, cu

toate că viteza curentului scade treptat spre fund (fapt ce se explică prin tendinţa de coborîre progresivă a particulelor), precum şi dinspre maluri spre mijlocul apei. Masa totală de materiale purtate în suspensie în apa rîurilor şi fluviilor este considerabilă. Astfel, Huanhe, fluviu care produce o intensă eroziune în zona podişului de loess, poartă anual în suspensie peste un miliard de tone de aluviuni. Terekul — mic fluviu ce drenează ţinuturile premontane cu eroziune intensă sub un climat de ariditate accentuată de la nord de Caucaz — transportă în suspensie o cantitate de aluviuni cu puţin mai mare decît transportă Volga de pe imensul său bazin (Terekul 25,8 mil. t. anual, Volga 25,7 mil.). Foarte ridicată este de asemenea turbiditatea în ţinuturile despădurite mediteraneene, în Apenini, în Sicilia, în sudul Spaniei.

Pe baza *turbidităţii specifice* (adică a cantităţii de material purtat în suspensie la metru cub) se poate calcula pe bazine grosimea stratului de sol spălat anual. Pentru a ne menţine la exemplele citate, menţionăm că de pe întreg bazinul Terekului eroziunea de suprafaţă înlătură în medie timp de un deceniu 5,4 mm de sol, pe cînd în bazinul Volgăi se îndepărtează în acelaşi interval doar 0,35 mm. Se pot da exemple de bazine cu o şi mai mare amploare a eroziunii. Astfel, în bazinul rîului Enza din Apeninii de nord (provincia Emilia) eroziunea de suprafaţă înlătură în medie o pătură de sol de 15 mm într-un deceniu.

Calcule estimative arată că Dunărea transportă anual în mare aluviuni în suspensie şi prin tîrîre în proporţie de 108 mil. t, Nilul doar 54 mil. t, iar Mississippi 380 mil. t. Toate fluviile globului la un loc depun anual în mare 16 bilioane de tone de materiale aluviale purtate în suspensie sau prin tîrîre (43). Aceste cifre arată cît de uriaşă cantitate de sol se pierde anual prin eroziunea apelor şi totodată cît de însemnată este contribuţia apelor curgătoare la nivelarea reliefului terestru.

Cercetările întreprinse în legătură cu turbiditatea medie a rîurilor ţării noastre arată că aceasta descreşte în genere în altitudine, atingînd valori minime în zonele de munte cu roci mai rezistente, acoperire forestieră mai însemnată şi eroziune restrînsă, unde turbiditatea înscrie valori medii sub 100 g/m^3, şi maxime în zonele piemontane şi deluroase alcătuite în genere din roci mai friabile, unde despăduririle intense au dat naştere la o largă dezvoltare a eroziunii, unde turbiditatea este cuprinsă între 2 000 şi 4 500 g/m^3. Harta scurgerii solide specifice medii, întocmită de C. Diaconu (fig. 173), arată o repartiţie care ilustrează aceste constatări şi aduce un criteriu sigur de apreciere a intensităţii proceselor de eroziune pe regiunile ţării.

Transportul în disoluţie a apelor curgătoare are o amploare cu mult mai mare decît s-ar crede în genere. În regiunile calcaroase, încărcătura rîurilor în substanţe dizolvate, în special în carbonat de calciu, este cu mult superioară celei de particule purtate în suspensie. Şi încă şi mai mare este sarcina de materiale purtate în disoluţie la rîurile care-şi au obîrşia sau traversează zone cu formaţiuni de sare (cazul rîurilor din zona subcarpatică de la curbură).

Apa rîurilor nu se află niciodată în stare pură, ci conţine dizolvate în proporţie mai mare sau mai mică unele substanţe pe care le încorporează de la izvoare sau pe parcursul ei. Alimentarea subterană sporeşte în genere proporţia mineralizării, întrucît apele subterane sînt relativ bogate în substanţe dizolvate. În

schimb, alimentarea din topirea zăpezii sau din gheţari este foarte săracă în săruri. Alimentarea rîurilor din apa ploilor prezintă mari variaţii în ceea ce priveşte cantitatea de substanţe dizolvate, apropiindu-se de cea din topirea zăpezilor primăvara sau după ploi îndelungate, atrăgînd mineralizare maximă după

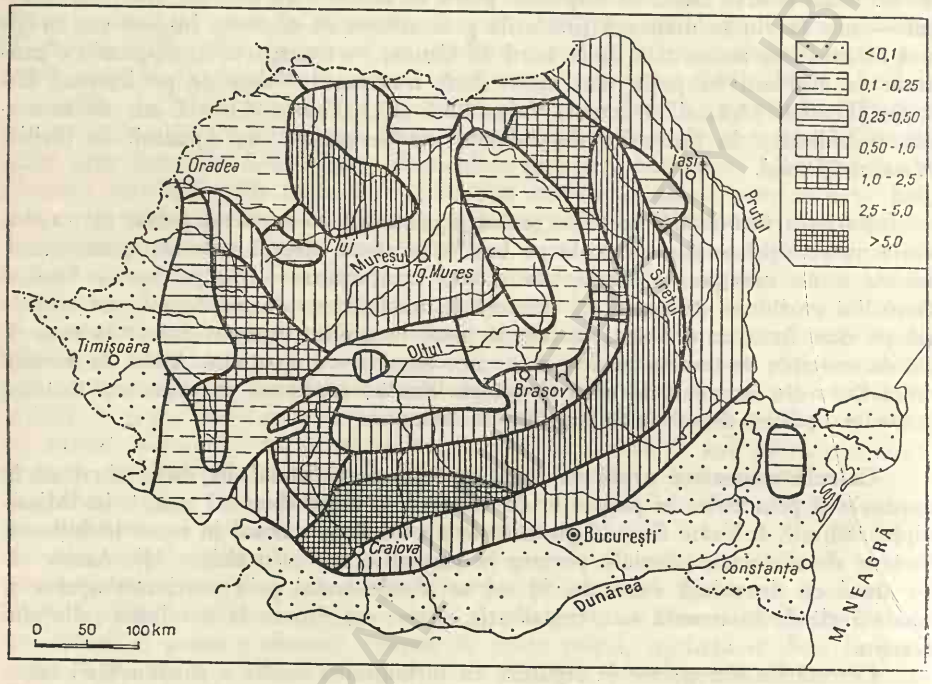


Fig. 173. — Repartiţia scurgerii solide specifice medii (t/ha/an) (după C. Diaconu).

perioadele de secetă, cînd sărurile se acumulează la suprafaţa solului şi rocilor prin procesele de evaporare şi ridicare capilară a apelor subterane. În zonele cu climate de stepă sau, şi mai mult, în cele de ariditate accentuată, creşte mult proporţia sărurilor purtate în apele rîurilor. În genere, substanţele purtate în soluţie se depun mai greu decît cele purtate în suspensie. Ele rămîn însă în mîlurile lăsate de rîuri la retragerea apelor în urma inundaţiilor.

Energia consumată de apele curgătoare pentru transportul materialelor (prin tîrîre, în suspensie şi în disoluţie) este în genere mult mai mică decît cea necesară pentru îndeplinirea eroziunii (se estimează, de exemplu, că energia consumată pentru transportul în suspensie — cea mai mare dintre toate cele cheltuite pentru transport — este în medie cam de 10 ori mai mică decît cea consumată prin roaderea apei de talveg). În legătură cu aceasta se foloseşte noţiunea de *sarcină relativă a curentului de apă* prin care se înţelege raportul dintre capacitatea de transport a rîului şi materialul detritic (provenit din eroziunea de la obîrşie, de fund şi de pe versanţi) care pătrunde în albia acestuia. Cînd această sarcină relativă este mai mică decît 1, atunci cînd cantitatea aluviunilor purtate este mai re-

dusă decît puterea de transport a rîului, diferenţa de energie cinetică se manifestă prin *eroziune*. Cînd sarcina relativă a curentului de apă egalează puterea de transport a rîului, se produce numai *transportul*. Cînd sarcina relativă a curentului de apă depăşeşte capacitatea de transport a apei (mai mare de 1) are loc *depunerea* materialelor.

Aluvionarea. Depunerea materialelor purtate are loc întotdeauna la reducerea vitezei cursului de apă, ceea ce se produce fie la domolirea pantei talvegului, fie spre părţile laterale ale acestuia, unde, slăbind puterea de transport, datorită adîncimii mici şi frecării, *o parte* din încărcătura solidă a rîului se depune. Aceasta diferenţiază depunerile apelor curgătoare permanente de cele temporare, unde şuvoiul sau torentul depune întregul material transportat formînd conul de dejecţie. Se produce astfel o selecţie între materialele purtate, selecţie dictată de însăşi puterea de transport a rîului ; rămîn întîi pe loc materialele cele mai mari tîrîte pe fund (blocuri, bolovani), apoi treptat şi particule mai mici din aceeaşi categorie ; materialul în suspensie se depune mult mai greu. Pentru aceasta este suficientă numai liniştirea apelor de pe marginea albiei în unele concavităţi ale malului, acestea depunîndu-se sub forma de mîluri. Materialele purtate în suspensie se depun însă nu numai în afara ei, ci şi înăuntrul secţiunii muiate a albiei, acolo unde apele întîlnesc în cale un obstacol (bolovan, trunchi de arbore etc.). Acestea sînt doar depuneri întîmplătoare, întrucît majoritatea materialului în suspensie înaintează pînă la debuşarea într-un rîu mai mare, care le încorporează şi le duce mai departe pînă la vărsarea într-un lac sau în mare.

Tranziţia de la apa dulce a rîului la cea sărată a mării sau a unor lacuri are o însemnată acţiune care determină depunerea aluviunilor. Se produce atunci un fenomen de decantare, care are ca urmare depunerea imediată şi aproape totală a materialelor purtate pe albia fluviului, unde se formează o *bară* (exemplul bara de la Sulina), care prin înălţarea ei continuă creează în genere greutăţi navigaţiei şi poate duce chiar la obturarea debuşării în mare. Silit de această piedică, fluviul se desparte în braţe, fenomen care stă la baza formării deltelor.

În raport cu ordinea în care se depun aluviunile, de-a lungul unui rîu a cărui pantă se micşorează treptat spre vărsare se pot diferenţia mai multe sectoare : către obîrşii predomină materialul mare (pietriş, bolovani şi chiar stînci prăvălite de pe versanţi) ; în cursul mijlociu materiale mai mărunte (prundiş mai mic şi nisipuri grosiere), iar în cel inferior aluviuni fine argiloase, mîluri etc. Situaţia aceasta însă nu este comună tuturor apelor curgătoare, deoarece destul de frecvent în profilul lor longitudinal se întîlnesc mai multe sectoare de micşorare a pantei şi de repezişuri, deci de acumulări mai intense şi de eroziune. În genere însă în cursul inferior al rîurilor, unde panta de scurgere se apropie de orizontală, deci scade capacitatea de transport, acumulările sînt cele mai ample din întreg bazinul.

Formele de acumulare aluvială ce iau naştere se diferenţiază după locul şi modul în care ele s-au produs. La ape normale depunerea aluviunilor se produce, cum e şi firesc, în albia minoră şi pe marginile acesteia ; la revărsări şi în albia majoră. Lărgimea zonei de acumulare din albie depinde astfel de limita maximă a nivelelor rîului, de pe urma cărora poate rezulta pentru unele fluvii o luncă de acumulare lată de zeci de kilometri. O altă categorie o formează depunerile terminate la locul de vărsare a apei respective în altă apă curgătoare sau în

vreun lac ori mare. De pe urma tuturor acestor categorii de depuneri, rezultă forme elementare şi complexe de relief.

Depunerile din albia minoră (adică de pe talveg) au ca rezultat înălţarea continuă a acestuia. Cele mai elementare forme ce se dezvoltă sînt depunerile aluviale cu profil vălurat ca nişte mici dune subacvatice rezultate de pe urma tîrîrii materialelor fine (nisipuri şi mîluri) pe fund. Unele dintre acestea se aseamănă cu nişte movile alungite, cuprinzînd între ele şanţuri largi şi culoare peste care curentul apei îşi continuă transversal drumul. Asemănarea pînă la o limită cu formele eoliene arată că mecanica depunerilor este în mare măsură aceeaşi în aer ca şi în apă. Pe alocuri, datorită vreunui obstacol întîlnit în cale sau unei încetiniri locale a cursului apei prin desfacerea curentului principal, se dezvoltă depuneri de dimensiuni mai mari de formă alungită în sensul curgerii, ce rămîn tot subacvatice, denumite *bancuri* sau *funduri înalte*. Acestea pot fi acumulări temporare care se distrug la ape mari, îşi modifică forma sau se secţionează, fiind despărţite în mai multe fragmente, dar pot să se şi stabilizeze continuînd să se înalţe şi să se extindă în sens orizontal. În felul acesta iau naştere *ostroavele* [1], care ies deasupra apei. Ele au în genere o formă migdalată mai ascuţită spre aval (parte pentru care s-a propus denumirea de *grui aluvionar)* şi mai rotunjită spre amonte, unde au altitudinea maximă. Şi ostroavele au formă schimbătoare (crescînd spre aval şi scurtîndu-se spre amonte). Deşi în genere durează mai mult decît bancurile subacvatice, cînd se fixează prin vegetaţie, ele tind spre o formă mai definitivă şi neschimbătoare.

Depunerile laterale din albia minoră sînt şi ele felurite. Am menţionat deja *reniile* care se formează pe malul convex (al meandrelor), unde depunerile de pietriş şi nisipuri se extind mereu spre concavitatea meandrelor. Ele apar ca nişte planuri uşor înclinate, prunduite, care trec pe nesimţite sub apă. Şi acestea pot fi invadate de vegetaţie, în special de răchită (formaţiunea denumită *reniş).*

Prin revărsările care se produc chiar la creşterile mici ale apei, iau naştere de o parte şi alta a cursului depuneri aluviale asimetrice, care se înalţă mereu sub forma unor fîşii înguste şi lungi ca nişte maluri care limitează curgerea apei. Asemenea formaţiuni denumite *grinduri* (fig. 174) se formează numai unde rîul sau fluviul curge printr-o albie puternic aluvionată şi de înclinare foarte slabă. La construirea lor iau parte aproape exclusiv aluviunile purtate în suspensie şi numai excepţional cele tîrîte. Aşa se explică de ce grindurile fluviale sînt alcătuite în genere din materiale fine. La ape mari ele pot fi rupte, inundaţia propagîndu-se în dosul lor pe întreaga albie majoră, dar cu timpul se pot reface şi continuă să se înalţe pînă la limita apelor celor mai mari.

Se deosebesc mai multe feluri de grinduri fluviale. Cele descrise mai sus, avînd profil asimetric cu pantă mai puternic înclinată spre apă şi lină spre exterior, sînt cunoscute sub numele de *grindul malului* şi se prezintă ca nişte fîşii lungi şi înguste de la cîţiva metri pînă la cîteva zeci de metri la fluvii mari ca Dunărea. În Delta Dunării de o parte şi alta a braţelor principale, aceste grinduri au în medie 60—120 m lăţime. Cînd în albia majoră curg două rîuri sau două braţe paralele nu prea depărtate între ele, depunerile a două grinduri se conjugă dînd

[1] Nu trebuie amestecaţi termenii de *ostrov* şi *insulă,* cum se face în unele manuale, primul referindu-se la o formaţiune aluvionară, pe cînd cel de-al doilea la o formaţie preexistentă (stîncoasă sau nu), deci o formă de eroziune.

naştere *grindului median,* mai înalt decît nivelul general al albiei, care impune cursurilor respective trasee pe marginile albiei. Este cazul Prutului şi Jijiei, care curg în felul acesta pe cîteva zeci de kilometri la sud de Sculeni. Cînd însă cele două cursuri paralele sînt prea depărtate, astfel că depăşesc limita pînă la care cele două grinduri se pot juxtapune, se formează *grindul dublu,* cu partea

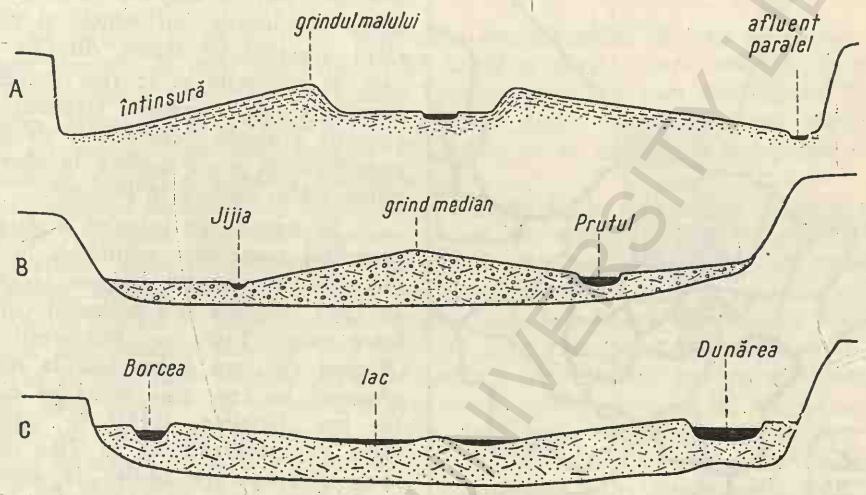


Fig. 174. — Formarea grindurilor. *A,* Profilul bombat al albiei rezultat din formarea grindurilor malului ; *B,* grindul median format prin revărsări conjugate ; *C,* grindul dublu cu partea mediană mai coborîtă.

mediană mai joasă plină de ape stagnate şi chiar lacuri, iar marginile spre apa curgătoare mai înălţate. Este situaţia Dunării şi braţului Borcea în „Balta Ialomiţei" sau a celor două cursuri dunărene în „Balta Brăilei".

A treia categorie o formează depunerile din albia majoră sau luncă, care sînt în genere mai subţiri şi se produc cu intermitenţă la revărsări. În afara grindurilor malului, acestea scad ca dimensiuni. Asemenea depuneri numite *mîluri de revărsare (limons de crue)* se datoresc în cea mai mare parte particulelor fine purtate de rîu în suspensie. Datorită înălţării mediane a albiei prin depuneri în albia minoră şi prin formarea grindurilor, multe dintre micile ape afluente sau chiar numai cele provenite din scurgeri temporare de pe versanţi nu pot ajunge să se verse în rîul principal, ci se acumulează şi curg pe locurile mai joase de sub mal la periferia albiei majore. Asemenea mici cursuri anemice ce se menţin paralele cu apa principală pe zeci de kilometri lungime (215) sînt cunoscute în literatura geografică sub numele de *rîuri false (fausse rivière).* De felul acesta este Jieţul, care curge paralel cu Jiul în sectorul inferior al văii acestui rîu, Sîiul din valea Oltului la sud de Drăgăneşti şi multe altele. Microrelieful albiei majore ajunge astfel foarte complex. În genere, aceasta prezintă forme ondulate, alungite pe alocuri cu părţi mai joase datorită unor vechi trasee părăsite ale rîului *(lows and balls* în engleză, prin asemănarea cu unele forme litorale), în care se strîng adesea ape moarte sau mlaştini (187).

Cînd apa curgătoare este încărcată cu prea multe materiale purtate faţă de puterea de transport pe care i-o imprimă panta în sectorul respectiv, cursul principal se desface în mai multe *braţe*, cum este cazul Dunării în aval de Călăraşi şi de Hîrşova. În mic, fenomenul se produce şi pe cursul inferior al Siretului, Prutului etc. Rîul luptă cu propriile-i aluviuni care îi barează drumul. De aceea despletirile, difluenţele şi rătăcirea cursului pe trasee diferite, pe care le părăseşte şi le reia succesiv, constituie un fenomen frecvent în cîmpiile aluviale. Schimbările de curs contribuie în mare măsură la aluvionarea albiei majore în lărgime.

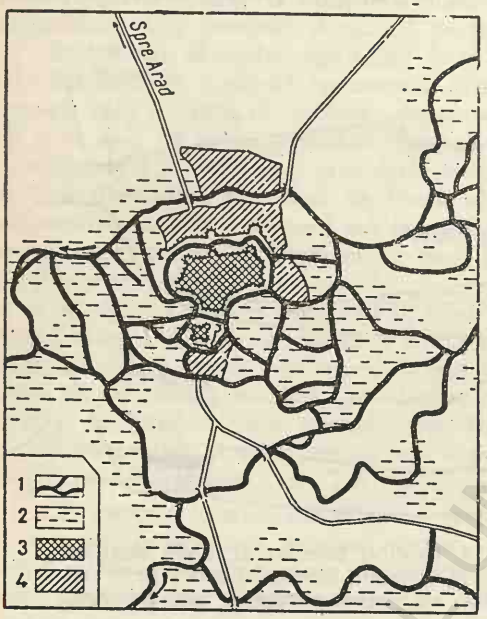


Fig. 175. — Anastomozarea cursurilor Begheiului şi Timişului în împrejurimile Timişoarei (după o hartă din 1716) *1*, Braţe ale rîurilor; *2*, mlaştini; *3*, cetatea; *4*, cartiere în afara cetăţii.

În cursul său inferior Siretul a prezentat numeroase schimbări în albie pînă în vremuri istorice recente. În 1913 Ialomiţa şi-a schimbat cursul între satele Finta — Bilciureşti — Ologeni cu circa 5 km mai la nord, părăsind un curs mai vechi pe circa 15 km lungime (218) în cadrul zonei de subsidenţă de la Titu unde apele sînt aproape lipsite de maluri. La fel în zona de subsidenţă de la Timişoara, secole de-a rîndul apele Timişului şi Begheiului, care se împleteau între ele formînd un nesfîrşit labirint de braţe, de care nu se mai ştia căruia dintre cele două rîuri îi aparţin (fig. 175), îşi schimbau mereu traseele (216), depunînd aluviunile cînd într-o parte, cînd în cealaltă. Ele nu au fost despărţite decît în urma lucrărilor de canalizare şi drenare începute din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea şi continuate pînă în vremea din urmă.

În alte ţări asemenea procese se desfăşoară pe întinderi considerabile. Indusul în urmă cu 2 200 de ani şi-a schimbat cursul inferior mult mai la vest, de pe traseul mlaştinii Katci (pe atunci golf marin) pe cel actual. Cursul inferior al fluviului Amu-Daria s-a schimbat de asemenea în vremuri istorice de pe vechea sa albie (acum valea uscată Uzboi) care se îndrepta spre Marea Caspică spre lacul Aral, al cărui tributar este. Pe o parte din vechea albie se construieşte în prezent canalul turkmen.

Cel mai grandios exemplu de schimbări de albie ni-l oferă însă fluviul Huanhe, care de zece ori din secolul al VI-lea e.n. pînă în prezent s-a abătut cînd la nord, cînd la sud de peninsula Şandun. Ultima mare schimbare s-a produs în 1853. Înainte de această dată fluviul îşi contopea apele cu Hueiho, vărsîndu-se în Marea Chinei de est cam la 34° latitudine. O parte din braţele lui se

amestecau cu cele ale fluviului Ianţzî în imensa deltă a acestuia. În urma ruperii digurilor în aval de Kaifîn în 1853, cursul inferior s-a strămutat cam cu 500 km la nord, vărsîndu-se în golful Bohaivan din Marea Galbenă, unde a început a-şi construi o deltă. Alte schimbări de albie s-au produs şi după aceea, provocînd enorme inundaţii (distrugerea sistemelor de irigaţie etc.). Ultima, mai mare, s-a produs în 1938.

Se înţelege că de pe urma unor asemenea schimbări de curs se produc depuneri aluviale de mari proporţii, astfel că de la micile *cîmpii aluviale,* formate în lungul văilor principale, se ajunge la mari complexe cum sînt Cîmpia Lombardiei, Marea Cîmpie Chineză etc. La multe dintre exemplele citate, participă însă nu numai depunerile laterale de luncă, ci şi depunerile terminale, care capătă pe alocuri dimensiuni asemănătoare.

Depuneri terminale în forme elementare se întîlnesc aproape la orice confluenţă. Afluentul, care vine în genere cu ape mai repezi pe un talveg mai puternic înclinat, ajungînd pe fundul albiei rîului principal, mai domolit ca pantă şi ca viteză, depune în albia acestuia din urmă materialul purtat prin rostogolire şi o parte din cel în suspensie, dînd naştere unei formaţiuni cu contururi semicirculare, mai bombată sau mai slab bombată după cantitatea de material adus de afluent şi după dimensiunile acestuia. Întrucît rîul colector cu ape mai line nu poate urni pietrele de un calibru prea mare pentru puterea lui de transport, acestea se acumulează într-un fel de con de dejecţie subacvatic, pentru care s-a propus termenul de *deltă de confluenţă* (135). Asemenea formaţiuni se deosebesc lesne de aluviunile rîului principal, în primul rînd prin dimensiunile mult mai mari şi formele granulometrice potrivite gradului de rulare a materialului.

Cînd, pentru a se vărsa în albia rîului principal, afluentul trebuie să străbată o porţiune relativ întinsă din albia majoră a acestuia, la intrarea lui în luncă se poate forma un *con de dejecţie* subaerian, care însă, spre deosebire de cel depus de torenţi, este foarte teşit datorită faptului că prin curgerea continuă (şi nu cu întreruperi ca la torenţi) materialul poate fi, cel puţin parţial, împins mai deoparte. Avem, aşadar, de-a face cu agestre atipice şi chiar efemere, deoarece ele pot fi secţionate şi chiar distruse de rîul principal la ape mari. Au fost semnalate astfel de acumulări aluviale de mari proporţii la intrarea afluenţilor mari de pe dreapta Siretului (215), cu împingerea cursului principal spre malul stîng şi cu fragmente de albii părăsite radiar (fig. 176).

Cele mai mari şi mai complexe depuneri terminale sînt însă fără îndoială *deltele.* De formă triunghiulară, ca un imens agestru parţial submers, între multiplele braţe ale unui fluviu unde acesta debuşează la mare, delta prezintă o serie de caracteristici proprii între diferitele acumulări fluviale. La formarea deltei un rol însemnat îl prezintă depunerea rapidă printr-un proces de decantare a materialului purtat de fluviu în suspensie, cînd apele fluviului se amestecă cu cele sărate ale mării. Pentru formarea deltelor este necesară o mare puţin adîncă pe o porţiune destul de întinsă lîngă ţărm şi în acelaşi timp lipsită de curenţi puternici spre larg, întrucît şi una şi alta provoacă dispersarea aluviunilor, împiedicînd acumularea deltaică. Acelaşi rol negativ îl au mareele, care transportă spre larg materialul depus la gura fluviilor ; numai la gura marilor fluvii, unde cantitatea considerabilă de aluviuni depuse poate covîrşi puterea de transport a refluxului, acolo unde fundul puţin adînc este foarte slab înclinat, poate lua

naştere o formaţie deltaică (ca de exemplu delta comună a Gangelui şi Brahmaputrei). Mişcările pe verticală ale ţărmului pot ţine pe loc extensiunea formaţiilor deltaice, mai cu seamă cînd acestea sînt mişcări negative relativ repezi, părţi din uscatul propriu-zis, nu numai din terenurile aluvionare, fiind invadate de apele mării (cazul gurii Amazonului).

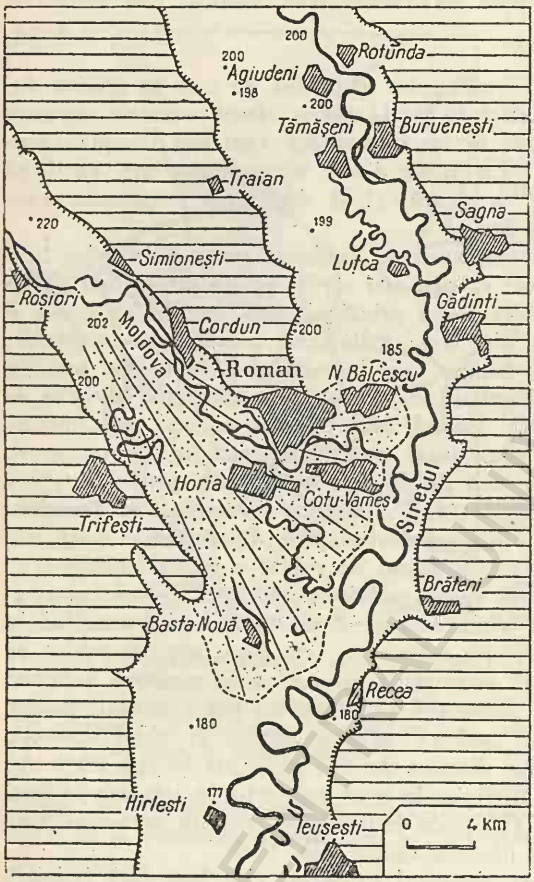


Fig. 176. — Agestrul la confluenţa Moldovei cu Siretul pe suprafaţa căruia afluentul s-a strămutat de la sud spre actualul curs de la nord (se văd două fragmente din cursurile părăsite) şi împingerea Siretului spre est.

Viteza cu care deltele înaintează în mare şi forma lor depind de cantitatea aluviunilor aduse de fluvii, dar şi de condiţiile locale de acumulare. La formarea unor delte iau parte în largă măsură şi formaţiunile marine puse în mişcare de către curenţii de ţărm. Aşa se întîmplă în partea răsăriteană a Deltei Dunării, la care *grindurile marine* orientate transversal faţă de direcţia braţelor fluviului formează complexe teritoriale întinse.

Ca forme au fost deosebite: *delta răsfirată* care înaintează în mare pe un front rectilin sau uşor curbat (exemplu delta Volgăi); *delta digitală*, care înaintează atît de repede în lungul braţelor principale, încît spaţiile intermediare nu ajung să fie umplute şi rămîn ca nişte golfuri marine sau ca nişte lagune. Ca exemplu tipic este delta fluviului Mississippi (fig. 177). Caracteristică este şi *delta în conopidă*, cu creşteri aproape uniforme în întregul ei front de înaintare, ca delta secundară a Chiliei, cu creşteri repezi la sfîrşitul secolului al XVIII-lea (fig. 253). Mici delte se pot forma şi la vărsarea unor rîuri în lacuri.

Domeniul deltelor, plin de bălţi, mlaştini şi lagune, de grinduri diferite şi chiar porţiuni de uscat încorporat prin aluvionare (foste insule sau părţi desprinse din mal), prezintă în genere o foarte mică energie de relief, de cîţiva metri, în continuă transformare prin aluvionare, prin părăsirea unor albii şi tăierea altora noi, prin depuneri organice ale vegetaţiei acvatice etc. Cu toată monotonia aparentă a reliefului, delta reprezintă un complex de microrelief şi de formaţiuni alu-

viale extrem de interesant. O secţiune prin depozitele deltaice arată că şi acestea au *stratificaţie încrucişată,* dar în unghi mult mai mic decît la conurile de dejecţie. Ea rezultă de pe urma suprapunerii repetate a aluviunilor învăluite în diferite părţi. Sub raport granulometric particulele mai mari se găsesc în partea anterioară

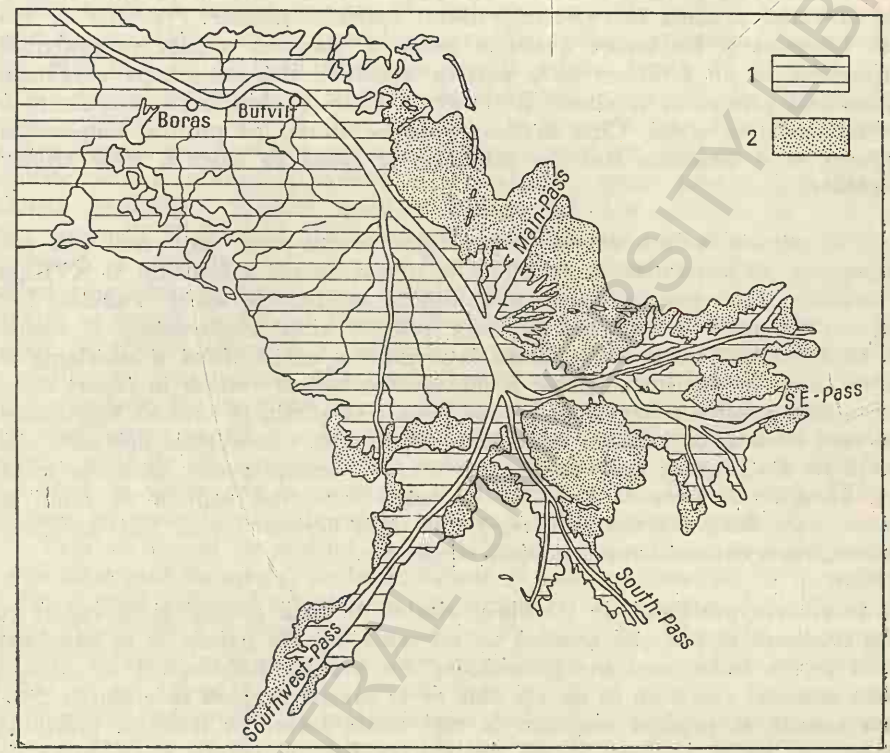


Fig. 177. — Creşterea rapidă a deltei fluviului Mississippi, datorită uriaşei cantităţi de aluviuni rezultate de pe urma eroziunii intense pricinuite de despăduriri. *1,* Suprafaţa deltei înaintea primului război mondial ; *2,* porţiuni extinse pînă la al doilea război mondial.

a deltei şi cele fine spre ţărmul mării. Cînd participă şi depunerile marine (cazul Deltei Dunării) situaţia se poate inversa, grindurile marine fiind formate din nisipuri şi cochilii marine în genere mai mari.

Urmărind în lungul văilor raportul dintre eroziune şi acumulare, s-a putut afirma pe drept cuvînt că, în vreme ce eroziunea înaintează regresiv dinspre vărsare spre obîrşii, acumularea înaintează progresiv de la obîrşii spre vărsare.

Între formaţiunile complexe ale aluvionării se pot astfel diferenţia mai multe categorii : *cîmpiile aluviale* formate în lungul văilor mari, *cîmpiile piemontane* la care însă precumpăneşte contribuţia torenţială şi *cîmpiile de nivel de bază* sau *terminale* la care participă atît depunerile laterale, cît şi cele deltaice. Depunerile aluviale pot lua pe alocuri proporţii deosebit de mari, umplînd lacuri şi golfuri

marine, dînd astfel naştere unor vaste suprafeţe de cîmpie. De felul acesta este Cîmpia Indo-Gangetică, Cîmpia Amazonului, Marea Cîmpie Chineză etc., extinse pe mii de kilometri în suprafaţă.

Schimbări în profilul de echilibru. După cum s-a arătat, profilul longitudinal al văilor prezintă neregularităţi uneori foarte accentuate. Procesele de eroziune, transport şi aluvionare analizate urmăresc ştergerea acestor neregularităţi şi ajungerea la un echilibru între puterea agentului denudator, apa curgătoare (reprezentată prin debit şi viteză) şi rezistenţa albiei combinată cu încărcătura în material purtat al rîului. Cînd în toate punctele situate pe profilul longitudinal se ajunge la o asemenea stare de echilibru, se spune că valea a atins *profilul de echilibru.*

Cunoştinţele asupra acestor noţiuni sînt printre cele mai vechi din geomorfologie şi au fost introduse în ştiinţă în ultima decadă a secolului al XVII-lea, din practica inginerilor italieni care lucrau la amenajarea apelor Padului. Încă de atunci s-a ajuns la concluzia că apele modifică albia prin eroziune şi acumulare, ajungînd în final la un echilibru între puterea apelor rîului şi rezistenţa albiei, că panta în diferite părţi ale profilului longitudinal variază în raport direct cu rezistenţa acesteia şi invers cu debitul rîului ; în sfîrşit, că profilul longitudinal tinde spre o curbă concavă cu deschiderea în sus (36). Cunoştinţele dobîndite rînd pe rînd fie din practică (mai ales în legătură cu lucrările pentru stingerea torenţilor), fie din cercetarea la teren au îmbogăţit conţinutul noţiunii de profil de echilibru, care, am putea spune că reprezintă cheia dezlegării celor mai complicate probleme legate de modelarea prin apele curgătoare.

În crearea profilului de echilibru, nivelul de bază general şi în raport cu acesta eroziunea remontantă prezintă un rol hotărîtor. Nu trebuie să se bănuiască însă că pentru înlăturarea neregularităţilor din profilul longitudinal se aşteaptă urcarea eroziunii regresive ca un val unic de la nivelul de bază spre obîrşii. Eroziunea aceasta se produce simultan în mai multe locuri pe traiectul profilului longitudinal. Ea se propagă în sus de la baza fiecărui repeziş sau ruptură de pantă din talveg, ori cît de multe ar fi ele. Un rol însemnat joacă în această evoluţie nivelele de bază locale, care activează eroziunea pe porţiuni destul de întinse spre amonte. Cînd eroziunea regresivă din aval ajunge într-un sector care a suportat o primă punere de acord cu noul profil longitudinal, urmează o a doua adîncire în raport cu un nivel de bază local mai depărtat etc.

Se admite diferenţierea între *profilul de echilibru provizoriu,* caracterizat printr-o pantă care pe întregul său traseu permite doar transportul materialului fără eroziune sau aluvionare perceptibilă, şi *profilul de echilibru definitiv* sau *ideal,* ca o noţiune limită, în care nu mai are loc nici transportul, ci apa curgînd liniştită pe un pat perfect regularizat. De fapt, această situaţie nu se întîlneşte în natură, este un caz ideal. Singurul care interesează practic este profilul de echilibru provizoriu. Sub acest raport, profilul de echilibru prezintă o serie de caracteristici care trebuie subliniate.

Orice schimbare produsă în amonte sau în aval de un punct al acestuia se răsfrînge într-un fel sau altul şi asupra acelui punct. Sub acest raport, profilul

de echilibru ar putea fi asemănat cu o coardă vibratoare atît prin mişcarea lui continuă, cît şi ca legătură pe ansamblul acestor mişcări.

Dacă forma ideală a profilului de echilibru rezultată din calcule (formula Chézy-Eytelwein) este o curbă parabolică, întrucît se presupune că debitul apei curgătoare creşte treptat spre vărsare, iar încărcătura aluvionară (mărimea particulelor) scade în aceeaşi direcţie, în realitate condiţiile proprii ale celor mai multe ape curgătoare nu fac posibilă, matematic vorbind, atingerea unei astfel de linii. Mai întîi nu la toate rîurile şi fluviile debitul creşte de la obîrşie spre vărsare, ci pot prezenta lungi sectoare de diminuare a acestuia, fie datorită evaporaţiei intense, fie datorită unor infiltraţii mult sporite sau altor cauze locale. În ţara noastră este cunoscut exemplul Ialomiţei, care din aval de Coşereni, unde primeşte ultimii afluenţi (Prahova şi Teleajenul), scade treptat spre vărsare, datorită condiţiilor climatice specifice Bărăganului. Un exemplu de mult mai mari proporţii îl prezintă Dunărea, care, după ieşirea din munţi la nord de Budapesta şi pînă la confluenţa cu Drava care-i aduce ape din Alpi, suferă scăderi apreciabile în timpul verii datorită climatului secetos al Cîmpiei Panonice. Situaţia se repetă cu fluviul Huanhe în Podişul Ordos etc. Ca urmare, în sectoarele de scădere obişnuită a debitului, cursurile respective prezintă convexităţi în profilul lor longitudinal. Alte neregularităţi apar în mod logic la confluenţele mai importante, fiecare dintre acestea reprezentînd rupturi în profilul de echilibru prin modificarea bruscă a debitului şi a încărcăturii aluviale. În afara acestora, survin o serie de alte condiţii locale, extrem de complexe, care impun modificări în debitul, în viteza, sau în cantitatea materialului purtat. Iată de ce profilul de echilibru nu poate fi nici sub raport teoretic o curbă concavă perfectă.

Faţă de regula că profilul de echilibru este o curbă concavă tangentă la partea inferioară cu nivelul de bază, trebuie să aducem corectivul că în realitate ea este secantă, coborînd întotdeauna sub acest nivel în raport cu debitul şi încărcătura aluvionară a fiecărei ape curgătoare. Pe braţul Sf. Gheorghe de exemplu, Dunărea coboară la vărsare la 22—23 m adîncime sub nivelul mării. Profilele afluenţilor pot coborî la rîndul lor sub linia profilului principal, deoarece mulţi dintre aceştia au profile de echilibru mai înclinate decît al acestuia şi fiecare dintre ei prezintă un alt raport între cele trei variabile : debit, viteză, încărcătură purtată. Pentru aceasta se consideră că fiecare confluenţă reprezintă, cel puţin din punct de vedere teoretic, discontinuităţi pe linia profilului longitudinal al rîului principal.

Se aduc de asemenea obiecţii şi la regula că, la capătul evoluţiei sale profilul de echilibru trebuie să dea naştere la o aluvionare mai intensă decît pe restul parcursului. Teoretic, transportul acestora ar trebui să se reducă întrucît, panta profilului de echilibru diminuînd spre vărsare, iar relieful ţinutului înconjurător pierzînd şi el în altitudine relativă, primeşte mai puţine precipitaţii, iar evaporaţia creşte ca şi infiltrările, ceea ce presupune o frecventă scădere a debitului rîului. În realitate însă, majoritatea apelor curgătoare prezintă într-adevăr albia inferioară mai puternic aluvionată. Faptul s-ar datora fie schimbărilor climatice recente (cu diminuarea generală a debitelor rîurilor după ultima perioadă rece), fie datorită despăduririlor, extensiunii arăturilor pe pante etc., care au dus la o tendinţă de puternică aluvionare (36).

În legătură cu supraîncărcarea rîurilor cu materiale aluvionare faţă de puterea lor de transport, menţionăm categoria de rîuri numite *subadaptate (sous-*

adaptées sau *underfit),* incapabile să pună în mişcare cantitatea prea mare de produse aluviale, ceea ce se explică fie printr-o decapitare datorită unei captări care a dus la micşorarea însemnată a bazinului de recepţie, fie printr-o altă cauză locală (de exemplu : schimbarea de curs prin *difluenţă,* acumularea torenţială de mari proporţii într-o zonă intens erodată, ca urmare a ruperii echilibrului natural local etc.). Asemenea cazuri trebuie să atragă în mod deosebit atenţia atît a cercetătorului, cît şi a proiectantului, pe de o parte deoarece ele reclamă deseori soluţii practice urgente, pe de altă parte întrucît pot constitui pentru cercetător cheia dezlegării unor prefaceri de mari proporţii în peisajul geografic local.

Întrucît în raportul dintre variabilele debit, viteză şi încărcătură în material aluvial purtat pot surveni schimbări — fiind suficientă doar modificarea uneia pentru anularea echilibrului existent —, profilul longitudinal al rîului iese din starea de stabilitate relativă modificîndu-se. Între numeroasele posibilităţi de modificare a profilului de echilibru, mai importante sînt cele legate de schimbările climatice esenţiale sau de ridicarea sau coborîrea nivelului de bază.

În cazul diferenţierilor climatice, presupunînd că acestea duc la o scădere a debitului, deci la o micşorare a puterii de transport, rîul va intra într-o fază de acumulare, depunînd o parte din materialul purtat chiar în sectoare în care depunerile erau practic nule mai înainte, datorită pantei care permitea transportul întregului material cu care rîul era încărcat. Dimpotrivă, o creştere însemnată a debitului duce la o intensificare a forţei nete a rîului, astfel că acesta intră într-o fază de eroziune acolo unde altădată depunea aluviuni.

Dacă în perioade îndelungate profilul de echilibru poate fi astfel scos din starea lui de stabilitate relativă, nu trebuie să pierdem din vedere că în mic fenomenul se repetă sezonier la rîurile cu mari variaţii de regim din climatele continentale sau cu ploi sezoniere. În atare condiţii, profilul longitudinal al rîului întîrzie mult pînă să atingă starea de echilibru, deoarece la scăderea apelor în anotimpul secetos rîul depune în tot lungul albiei, pe cînd la creşterea apelor în anotimpul ploios el erodează în propriile-i aluviuni.

În cazul ridicării nivelului de bază, cînd se produce o transgresiune marină, o parte din teritoriu este acoperit cu apele mării, care pătrund şi pe văi în sus formînd nişte golfuri alungite. Energia cinetică a apelor curgătoare este substanţial micşorată, acestea intrînd într-o fază de puternică aluvionare, care se propagă şi în amonte. Coborîrea nivelului de bază produce efecte inverse, mai puternic resimţite în activitatea rîului care începe a-şi crea un nou profil longitudinal în acord cu noul nivel de bază. Eroziunea remontantă înaintează spre obîrşii cu atît mai viguros cu cît amplitudinea dintre vechiul şi noul nivel de bază este mai mare. Rîul se adînceşte în propriile-i aluviuni pe care le secţionează, creîndu-şi o nouă albie ; cea veche rămasă etajată, cu un plan de racord în pantă repede, devine *o terasă.*

Terasele fluviale (spre deosebire de cele marine) reprezintă astfel forme de relief foarte frecvent întîlnite în ţinuturile cu ape curgătoare. În geomorfologie, terasa este definită în primul rînd ca *formă* şi apoi ca *depozit,* cum este considerată în geologie. Este o formă în treaptă, cu partea superioară sau *podul terasei* [1]

[1] Denumirea populară de *pod* este curent folosit în Vrancea. Pe alocuri se foloseşte de asemenea şi denumirea de *şes,* care vrea să sugereze netezime.

netedă şi apropiată de orizontală, cu povîrniş de regulă în pantă accentuată spre albia rîului, care-i justifică numele de *taluzul* sau *fruntea* terasei. Poate fi numai formă de exemplu în cazul aşa-numitelor *terase în rocă (terrasse rocheuse* sau *banquette* în franceză, *rock-terrace* în engleză), diferenţiate în sectoarele văii unde nu s-au produs acumulări de aluviuni, ori unde acestea au fost remaniate ulterior ; în genere însă este formă şi depozit, ceea ce caracterizează *terasele aluviale,* cele mai larg răspîndite. Cînd apare numai depozitul, acoperit sau nu de formaţiuni mai noi, fără să fi fost în prealabil fragmentat într-o fază de coborîre pe verticală a eroziunii şi diferenţiat cu o treaptă, acesta nu poate fi considerat terasă, căci nu îndeplineşte una dintre principalele condiţii genetice (191). Pe de altă parte, depozitul de terasă cuprinde de cele mai multe ori, în afara aluviunilor fostei albii majore, pietrişuri în genere), şi o *cuvertură* de materiale mai fine adesea loessoide (fig. 178), care poate da chiar indicaţii asupra datării vîrstei teraselor.

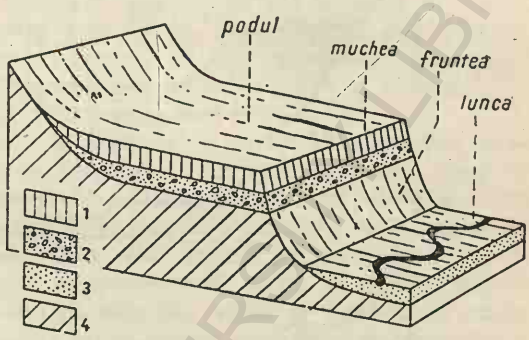


Fig. 178. — Elementele şi structura unei terase aluviale. *1,* Formaţie loessoidă ; *2,* depozit aluvial vechi ; *3,* aluviuni în lunca actuală ; *4,* roca în care a fost sculptată terasa.

Între criteriile folosite pentru determinarea vîrstei teraselor, C. Brătescu şi alţii au propus pe cel al orizonturilor de loess şi al solurilor îngropate intermediare. Considerînd loessurile depuse în perioadele glaciare, iar solurile îngropate formate în interglaciare, însăşi variaţia numerică a acestor treceri ar indica vîrsta terasei. În felul acesta o terasă acoperită cu un singur orizont de loess ar indica epoca ultimului glaciar (Würm 2) ; o terasă cu două orizonturi de loess şi un sol îngropat ar indica formarea terasei în perioada glaciară precedentă (Würm 1) etc. Metodei acesteia i s-au adus obiecţii legate în special de schimbările ulterioare care au putut modifica cuvertura loessoidă şi deci aplicarea rigidă a metodei fără a folosi şi alte criterii (de exemplu paleontologic sau al urmelor preistorice) ar putea duce la datări greşite.

În raport cu grosimea şi modul de alcătuire a depozitului aluvial al unei terase, se pot deosebi : *terase aluviale* adîncite numai în aluviuni, frecvent întîlnite în cîmpiile intramontane, în cîmpiile piemontane şi în lunci (cu unele diferenţieri morfologice între acestea ca înclinare, netezime etc.), cu înălţimi relative reduse. Cînd depozitele aluviale sînt foarte groase, pot lua naştere, prin adînciri şi deplasări succesive, *terasele îmbucate (terrasses emboîtées),* în care se pot recunoaşte (numai prin analize granulometrice) mai multe faze de aluvionare (fig. 179). În cazurile însă cînd terasa intersectează sub depozitul aluvionar şi roca subiacentă, cum se poate vedea frecvent în Subcarpaţii de la curbură sau în multe locuri din ţara noastră, iau naştere terasele obişnuite, care rezistă în

genere mai îndelung eroziunii, astfel că după mai multe adînciri succesive ale profilului longitudinal pot rezulta *terase etajate* sau *terasele ciclice*, care dau versanţilor aspectul de amfiteatru (fig. 180). Tipurile de terase menţionate se

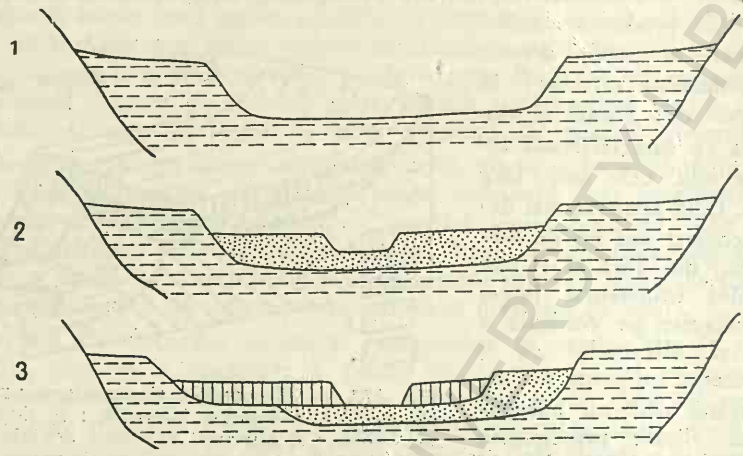


Fig. 179. — Schema teraselor îmbucate (după Emm. de Martonne).

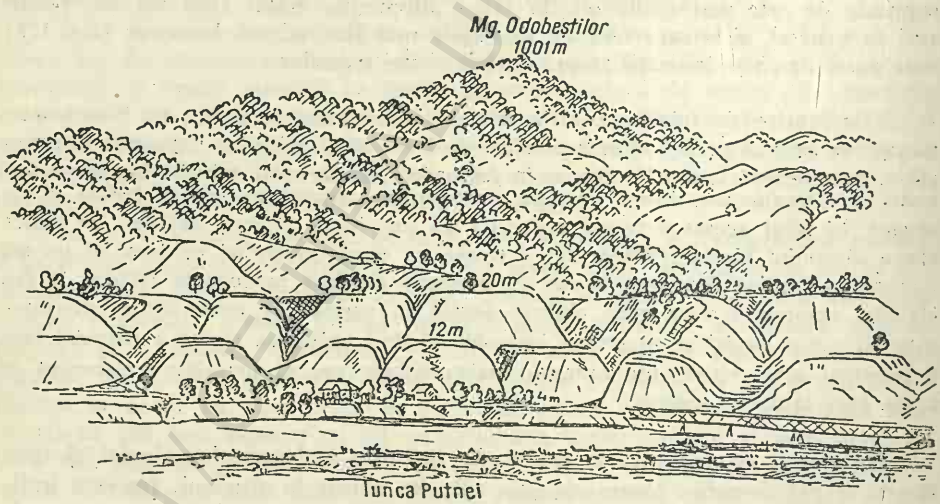


Fig. 180. — Terase etajate pe valea Putnei aproape de Vidra.

leagă teritorial de albiile majore sau de versanţi. Uneori însă, terasele ocupă în întregime sau în cea mai mare parte platourile interfluviale, căpătînd extensiune considerabilă ; acestea sînt *terasele interfluviale* care iau naştere în cîmpiile modelate în roci sedimentare, cum este cazul celei mai mari părţi din Cîmpia Jijiei, unde interfluviile reprezintă sau nivelul terasei de 100 m altitudine relativă sau de 60 m. La fel în platforma Rîmnicului.

Pentru explicarea teraselor etajate s-au purtat lungi discuţii în geomorfologie, îndeosebi dacă ele se datoresc mişcărilor eustatice sau celor epirogenetice. S-au adus dovezi care susţin ambele ipoteze. Ca primă concluzie generală s-a observat că în cazul celor dintîi profilul longitudinal al teraselor reprezintă curbe convergente spre nivelul de bază, distanţate spre obîrşii, iar în cazul celei de-a doua categorii curbele acestea converg spre obîrşii, distanţîndu-se spre vărsare. La această regulă trebuie adus însă corectivul că este posibil ca deformarea epirogenetică să nu aibă loc la obîrşii, ci într-un anumit sector al bazinului, de unde rezultă modificări inegale în profilul longitudinal al teraselor.

S-au purtat de asemenea discuţii în legătură cu posibilitatea păstrării teraselor etajate cu toată dezvoltarea în lărgime a nivelelor inferioare, ceea ce denotă în primul rînd că văile din vremea teraselor celor mai vechi au avut dimensiuni mult mai mari în lăţime şi că treptat ele au ajuns mai înguste în perioada teraselor mai recente. Explicaţiile date acestui fenomen atît de frecvent întîlnit (şi anume că epiciclurile cuaternare mai ample au devenit treptat mai scurte spre vremurile mai noi sau că adîncirea văilor se produce de multe ori în formaţiuni tot mai rezistente, care nu au permis o eroziune laterală importantă) nu par prea convingătoare.

Între cele două teorii propuse pentru explicarea genetică a teraselor, cîştigase pe vremuri mult teren cea eustatică. Îndeosebi studiile întreprinse de Ch. Dépéret (cf. 48) în părţile mediteraneene ale Franţei (1900) şi în sinteza încercată asupra cronologiei cuaternarului (1918) au dat un mare avînd cercetărilor privitoare la terasele fluviale. În perioadele glaciare, imensele calote de gheaţă de pe continente sustrăgînd însemnate cantităţi de apă din oceanul planetar, nivelul mai coborît al acestora imprima o eroziune intensă apelor curgătoare. În perioadele interglaciale, corespunzînd înălţării nivelului oceanic, deci unor transgresiuni marine, se producea dimpotrivă o puternică aluvionare. Pe baza acestei succesiuni, Ch. Dépéret a propus următoarea schemă de împărţire a teraselor după înălţimea lor relativă, schemă care-i poartă numele :

Terasa I (cea mai veche)	90—100 m	altitudine
„ II	55— 60 m	„
„ III	35— 40 m	„
„ IV	15— 20 m	„

Pe această bază, studiile privitoare la terase au luat un mare avînt, ceea ce a dus la adunarea unui imens material faptic, care în multe locuri, şi anume în regiunile care n-au fost cuprinse de mişcări neotectonice, confirma pe deplin această scară a altitudinilor relative. În multe regiuni începînd cu cele endoreice, dar chiar şi în cele legate de nivelul general al oceanului, rezultau diferenţe importante faţă de această schemă. S-a pornit astfel o adevărată mişcare împotriva schemei Dépéret, deformările suferite de terase constituind o preocupare tot mai generalizată la cercetătorii timpului. În zonele de înălţare epirogenetică recentă, deformarea teraselor poate lua proporţii deosebit de însemnate. Astfel pe valea Putnei s-au înregistrat (188) înălţări pînă la 250 şi chiar 280 m altitudine relativă a terasei de 100 m, iar în unele părţi ale Apeninilor centrali aceeaşi terasă ajunge la 900 m altitudine relativă.

Deformările teraselor sînt destul de diferite. Exemplele citate caracterizează zone de mişcări epirogenetice pozitive, în care profilul longitudinal al

teraselor prezintă bombări de mărime variabilă la nivele de terasă diferite, ceea ce permite determinarea perioadei cînd s-a produs mişcarea strofică, dar şi amploarea acesteia. Studiul lui Gh. Niculescu privind terasele Teleajenului şi deformările suferite de acestea datorită mişcărilor neotectonice (197) este astfel important nu numai ca o interesantă exemplificare a genului, dar şi ca metodă de aplicare a variaţiei nivelului teraselor la identificarea mişcărilor neotectonice.

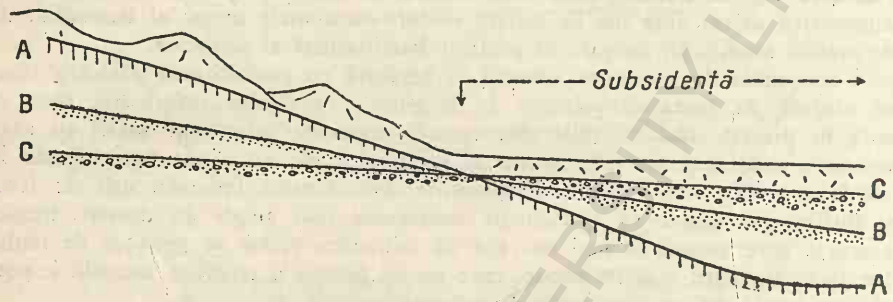


Fig. 181. — Terase în foarfecă la marginea zonelor de subsidenţă locală.

Se observă însă şi coborîri locale în nivelul teraselor, mai ales în zonele de subsidenţă, adică de scufundare lentă (fig. 181). Aceasta duce la aplecarea teraselor mai vechi, deci obişnuit mai înalte, sub nivelul altora mai recente, fapt ce se întîlneşte în Cîmpia Siretului inferior, cît şi la ieşirea principalelor văi din Subcarpaţi în ariile de subsidenţă de la marginea nordică a Cîmpiei Române (văile Buzăului, Prahovei etc.). Aceste *terase în foarfecă,* cum au fost numite, dau la iveală dificultăţi de identificare a lor mai cu seamă în porţiunile de interferenţă.

Împotriva schemei Dépéret s-au invocat însă nu numai necorespondenţele din etajarea teraselor, ci chiar şi în scara lor cronologică. Astfel unele cercetări de amănunt mai recente (ca de exemplu ale lui U. P. Kurt în legătură cu valea rîului Saale) arată că acumulările nu s-au produs exclusiv în fazele interglaciare, ci au început chiar din etapa culminantă a glaciarului, continuînd şi în interglaciarul următor, iar eroziunea trece de asemenea peste două faze diferite. Alţi cercetători au arătat că există diferenţieri însemnate de care trebuie să se ţină seamă chiar în cuprinsul aceluiaşi bazin : între partea superioară a bazinelor unde predomină în genere eroziunea şi cea inferioară cu acumulări mai intense.

Cercetările întreprinse mai ales în ultimele trei-patru decenii au dat la iveală, în multe ţinuturi ale globului, un număr mai mare de terase decît al schemei generale Dépéret. În ţara noastră s-au identificat în zonele de munte şi subcarpatică 8—12 terase pe valea Bistriţei Moldoveneşti (167), Putnei (179) etc. S-ar putea afirma chiar că în prezent se exagerează uneori în tendinţa de a identifica un număr cît mai mare de terase, chiar şi în nivele problematice.

Terasele fluviale din România. Studiile privitoare la terasele fluviale din ţara noastră datează încă din primii ani ai secolului nostru, ilustrate în mod deosebit prin lucrările lui Emm. de Martonne privitoare la Muntenia (93) şi la Alpii Transilvaniei (188). Ele s-au înmulţit şi detaliat în cadrul unor mono-

grafii locale, devenind treptat mai critice față de unele scheme generale cu tendință de șablonizare.

Sinteze asupra teraselor din țara noastră au putut fi astfel întocmite și prezentate la congresele internaționale de geografie începînd din 1930 (G. Vâlsan) și apoi în 1938 (V. Mihăilescu). Cea mai recentă lucrare de sinteză asupra teraselor fluviale din țara noastră, întocmită de un colectiv de autori și prezentată la Congresul internațional de geografie de la Stockholm în 1960 (194), arată progresele înregistrate în ultimele decenii în acest vast domeniu de cercetare, iar harta repartiției teritoriale a teraselor pe categorii și număr de trepte, atașată lucrării (întocmită de L. Badea), reprezintă, cu tot caracterul ei provizoriu pentru unele regiuni, un document de reală valoare științifică.

Din această vedere de întreg, completată cu unele noi contribuții regionale apărute ulterior, se pot desprinde unele concluzii importante privitoare la terasele din România.

Numărul teraselor este variabil, mai numeroase însă la principalele văi transversale din munte și Subcarpați (8—12), în număr mai redus în ținuturile deluroase marginale (5—6 la contactul acestora cu cîmpiile piemontane). Cele mai puține se întîlnesc în zonele de cîmpie (3—5) și mai ales în cele de cîmpii subsidente (unde se întîlnesc doar două terase mici aluviale). Dunărea își reduce treptat numărul teraselor de la vest spre est: 8—6 în sudul Olteniei, 3 la confluența cu Argeșul, 1 la Brăila, în raport cu retragerea succesivă a liniei de țărm a mării și a lacului cuaternar.

Altitudinea relativă a teraselor se menține în linii generale aceeași pe întreg teritoriul țării. Nivelele de 3—6 m, 8—12 m, 27—40 m, 45—55 m, 65—80 m, 90—115 m, 130—140 m, 160—170 m, 190—220 m identificate în mai multe regiuni denotă că întreaga rețea hidrografică (sau cea mai mare parte a ei) a avut o evoluție comună în decursul perioadei de formare a teraselor (cuaternar și vremuri mai recente). Diferențieri față de această schemă generală apar în zonele piemontane și cele subsidente, precum și în cele cu evidente mișcări neotectonice, mai ales de înălțare din Subcarpații de la curbură, din bazinul Teleajenului, Gilortului și Jiului etc., unde terasele au suferit bombări, sau în cele de subsidență din Cîmpia Română sau Cîmpia Tisei, unde terasele pierd treptat altitudinea pînă chiar la inversarea lor pe verticală (terase în foarfecă).

Grosimea depozitelor de terasă variază. Pe alocuri (îndeosebi la contactul dintre munte și Subcarpați) depozitul de albie majoră alcătuit din pietrișuri și nisipuri poate atinge grosimi de 20—40 m (exemplu pe valea Putnei, a Teleajenului etc.), putînd însă ajunge la alte rîuri doar de cîțiva metri. Aceasta depinde nu numai de vigoarea eroziunii, dar și de condiții locale (de rocă, structură, pantă etc.) care au favorizat depunerile. Cuvertura loessoidă sau de formații fine argilo-nisipoase care acoperă de regulă depozitul aluvial, avînd o origine încă discutabilă, prezintă diferențieri însemnate de constituție între cîmpie unde apar formațiuni loessoide tipice, și munte, unde cuvertura pierde această caracteristică fiind alcătuită mai mult din luturi aluviale. Această cuvertură este în genere mai groasă în cîmpie (deși diferențiată și acolo pe compartimente) și mai redusă spre munte.

Pe baza acestor constatări și a diferitelor încercări de paralelizare, s-a putut ajunge la concluzia că terasele fluviale din țara noastră poartă în genere caractere eustatice. Cele mai vechi sînt legate de un eustatism regional, explicabil

prin nivelul de bază local al Mării Negre independent, de nivelul general al mărilor. Numai ultimele două (cele mai tinere), racordabile cu terasele răspîndite în ţinuturile cu scurgere la ocean, se leagă de eustatismul general. Astfel, oscilaţiile pe verticală ale acestui nivel de bază local, cît şi vigoarea fazelor de eroziune sau de depunere au stat în strînsă legătură cu variaţiile condiţiilor climatice din cuaternar.

În mai multe sectoare ale zonei subcarpatice, în zona de cute diapire externe sau interne şi chiar în cuprinsul unor depresiuni intramontane (Maramureş), s-au identificat terase epirogenetice. Ele au o mult mai largă răspîndire decît se bănuia.

Vîrsta ultimelor terase, cele de altitudine mai redusă, lipsită de cuvertură loessoidă, este dovedită a fi sigur holocenă, pe cînd a celor mai vechi (avînd cuvertură loessoidă sau alcătuită din formaţiuni similare), etajate la altitudini diferite, cercetate de la caz la caz nu numai pe baza paralelismelor de altitudine relativă, indică vîrstă pleistocenă.

Studiul teraselor are şi o latură aplicată, care se leagă în special de construcţiile ce necesită terenuri netede şi relativ stabile. În ţara noastră, pe baza studiilor teraselor, s-au putut face recomandări pentru construcţia de cartiere orăşeneşti şi centre industriale (la Petroşani, Reşiţa), de amenajare complexă a diferitelor ape curgătoare (la Bistriţa, Someş, Bahlui etc.) şi chiar pentru identificarea unor zăcăminte de minerale utile (194).

Modificarea limitelor bazinelor fluviale. Deşi reprezintă procese care se produc în perioade îndelungate de timp, ceea ce ar face să se bănuiască faptul că interesează numai ca problemă teoretică, are totuşi o serie de consecinţe de valoare practică. Segmentarea liniei de separaţie a apelor dintre bazine prin procese de captare prezintă astfel o deosebită importanţă pentru construcţia căilor de comunicaţie prin porţile naturale tăiate şi uneori părăsite de apele curgătoare. Unde porţile sînt suficient de coborîte, pot sta la baza construirii canalelor navigabile sau de irigaţie. Iată de ce o analiză a reliefului şi sub această perspectivă poate da la iveală soluţii practice mult mai lesnicioase şi mult mai puţin costisitoare.

Bazinul hidrografic sau *fluvial* reprezintă suprafaţa teritorială de pe care o apă curgătoare permanentă îşi adună afluenţii şi pe care curge pînă la debuşarea într-o apă mai mare. Ca ordin de mărime, noţiunea are o valoare relativă, căci, cu toate că se pot recunoaşte bazine hidrografice împărţite pe mai multe categorii (cele de ordinul întîi care se varsă direct în mare, cele de ordinul II tributare acestora, de ordinul III etc.), pot exista mari inegalităţi de extensiune teritorială între bazine de acelaşi ordin (de exemplu şi Mostiştea şi Siretul sînt bazine hidrografice de ordinul al doilea, dar foarte diferite ca mărime).

Despărţirea între bazinele hidrografice se face prin *cumpăna apelor* (în vechile noastre hrisoave se spunea linia *unde se rup apele* [1]), care are pentru bazinul hidrografic respectiv o însemnătate tot atît de mare ca şi aceea a nivelului de bază. În mod normal cumpăna apelor coincide cu *linia celor mai mari înălţimi*. Nu întotdeauna însă există această coincidenţă. Pe alocuri, datorită eroziunii remontante rîurile înaintează spre obîrşii depăşind linia celor mai mari înălţimi, pe care o întretaie în mai multe locuri, extinzîndu-se în limitele bazinelor

[1] *Lignes de partage (des eaux)* sau *water partings* sau *Wasserscheiden*.

hidrografice vecine. Iată pentru ce trebuie acordată o deosebită atenţie în oricare lucrare teoretică sau practică situaţiei prezente şi evoluţiei cumpenei de apă respective. Anomaliile cumpenelor de apă, puse în evidenţă fie de traseul lor neregulat (de exemplu cu prea multe intrînduri în zigzag), fie prin depăşirea liniei

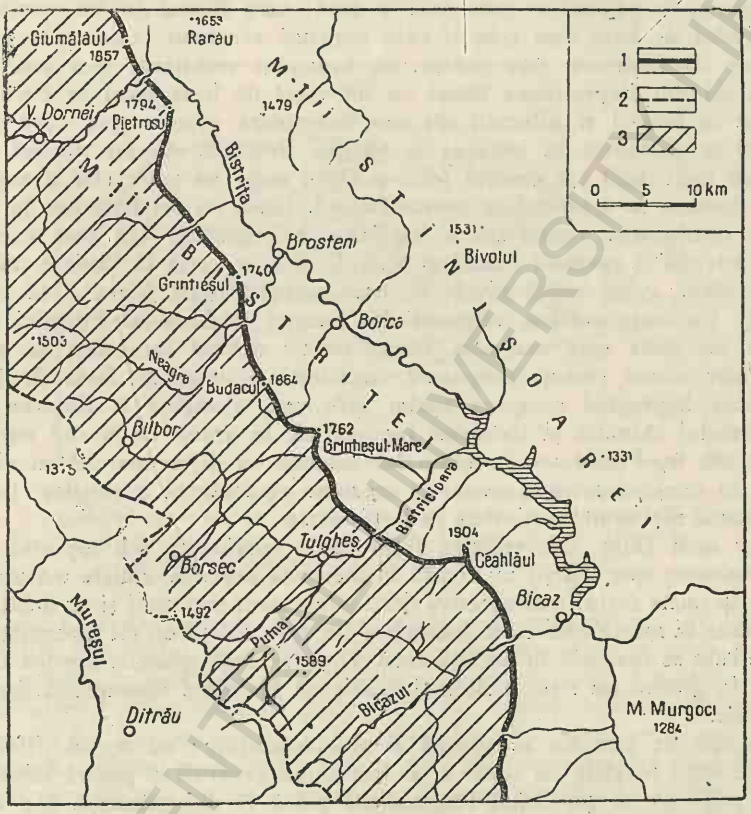


Fig. 182. — Depăşirea liniei de maximă înălţime. *1*, De către afluenţii Bistriţei, care au înaintat mult spre vest cu obîrşiile lor strămutînd cumpăna apelor ; *2*, pe munţii mai scunzi ai Giurgeului ; *3*, zona depăşirilor.

de maximă înălţime, constituie întotdeauna preţioşi indici pentru stabilirea sensului în care evoluează aceasta şi ritmului în care se desfăşoară schimbările respective.

În ţara noastră se cunosc multe exemple de anomalii ale cumpenei apelor. Cunoscut este faptul că mulţi afluenţi din bazinul mijlociu al Bistriţei Moldoveneşti (Neagra Broştenilor, Bistriciora şi Bicazul) au depăşit mult, în înaintarea lor spre obîrşii, linia celor mai mari înălţimi reprezentată prin Munţii Bistriţei (Pietrosul 1 794 m, Budacul 1 864 m etc.) şi Masivul Ceahlău (1 904 m), ajungînd în prezent cu obîrşiile în munţii mult mai scunzi ai Giurgeului (fig. 182). Situaţia

se repetă şi în zona Carpaţilor de la curbură, unde Buzăul şi afluentul său Bîsca Mare au depăşit mult spre nord linia celor mai mari înălţimi (Ciucaşul 1 956 m, Siriul 1 664 m, Penteleul 1 773 m), cumpăna apelor dintre acest bazin şi cel al Oltului strămutîndu-se pe culmea unor munţi care abia trec de 1 000 m altitudine, aflaţi la marginea Depresiunii Bîrsei.

Puterea de extensiune teritorială a unui bazin fluvial în detrimentul altora o dă nivelul de bază mai coborît care imprimă eroziunii remontante o vigoare mai mare de înaintare spre obîrşii. În exemplul menţionat mai sus, Oltul şi afluenţii săi din Depresiunea Bîrsei au un nivel de bază local la circa 500 m, în vreme ce Buzăul şi afluenţii săi care înaintează agresiv spre nord (198) au doar 120 m altitudine la intrarea în Cîmpia Română. Aşadar *nivelul de bază local,* mai mult decît cel general (căci şi Oltul după un mare ocol ajunge tot în Cîmpia Română la o altitudine asemănătoare), joacă un rol hotărîtor în extinderea sau restrîngerea teritorială a bazinelor hidrografice. Un bun exemplu în această privinţă îl prezintă Prutul şi Siretul, care se varsă în Dunăre nu departe unul de altul, avînd astfel nivele de bază sensibil egale (circa 5 m altitudine absolută). Cu toate acestea, afluenţii din bazinul mijlociu al Prutului (Jijia şi afluenţii săi, între care mai ales Sitna), cu tot debitul lor redus de apă, unii avînd chiar numai cursuri temporare, manifestă o deosebită forţă de înaintare spre obîrşii, împingînd cumpăna apelor spre vest, ajungînd la Bucecea pînă în albia Siretului. Aceasta se datoreşte faptului că, în vreme ce Siretul curge acolo la peste 260 m, Prutul are în lunca lui comună cu Jijia doar 35 m altitudine. Aşadar, în ceea ce priveşte forţa de eroziune remontantă a rîurilor, trebuie să se ţină seamă mai mult de nivelele de bază locale.

Mai mult chiar, diferenţierea între apele curgătoare sub raportul ritmului lor de înaintare spre obîrşii nu constă în mărimea acestora, rîuleţe mărunte dovedindu-se în unele cazuri mai agresive decît altele mult mai mari şi cu debit mai bogat. Trebuie să menţionăm că în înaintarea lor spre obîrşii un rol însemnat joacă şi ravenele care se dezvoltă în această zonă. Deşi lucrează spasmic, acestea din urmă prezintă în genere un ritm mult mai grăbit de înaintare remontantă decît apele permanente.

La cele de mai sus se adaugă şi altă constatare: nu numai diferenţa de altitudine între nivelele de bază, ci şi înclinarea generală a pantei talvegului în sectorul respectiv al profilului longitudinal poate fi determinantă. S-a constatat astfel că, între două rîuri cu nivele de bază de aceeaşi înălţime, cel ce curge pe un plan mai înclinat manifestă o mai accentuată putere de înaintare spre obîrşii. Astfel fluviile din America Centrală sau din Anzi, coborînd pe cline de munte şi podişuri inegal înclinate, prezintă cu tot nivelul de bază oceanic comun puteri diferite de înaintare spre obîrşii. Sînt cunoscute fluviile chiliene scurte şi repezi care înaintează extrem de viguros dincolo de crestele Anzilor, înaintînd în bazinele fluviilor argentiniene, mai lungi şi cu pante de scurgere mai domoale. Prin acuitatea lui, fenomenul a dezlănţuit uneori chiar conflicte de frontieră, întrucît aceasta ţine pe alocuri de linia de separaţie a apelor.

Datorită înaintării spre obîrşii, se produce o *captare.* Fenomenul nu are nimic extraordinar în sine, forţele oarbe ale eroziunii remontante împing mereu spre obîrşii, putînd întîlni din întîmplare albia altui rîu, sau putînd să treacă nu departe de acesta prelungindu-se mult înainte, dînd cumpene de apă în zigzag strîns (fig. 183), iar peisajului local aspectul de curgere dezorientată, cînd într-un

sens, cînd în sens opus. Această situaţie se întîlneşte în sectoarele în care reţeaua hidrografică locală se află orientată perpendicular faţă de cumpăna apelor. Un exemplu îl oferă obîrşiile afluenţilor Dornei şi ai Someşului Mare din vestul Depresiunii Vatra Dornei, unde cumpăna apelor este pe alocuri practic desfiinţată.

Se poate vorbi de *o captare iminentă* cînd un rîu cu nivel de bază mai coborît a înaintat foarte mult pînă în apropierea albiei altui rîu, aflat la un nivel

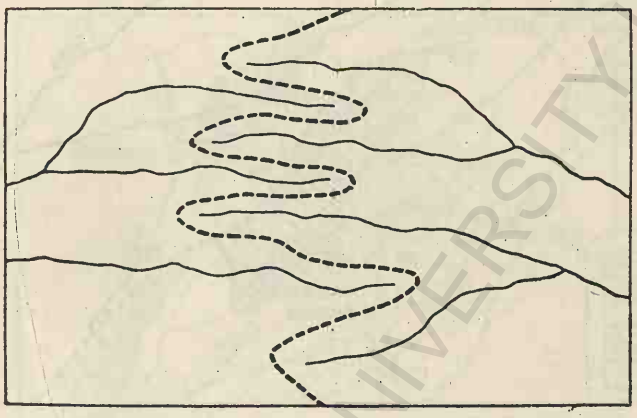


Fig. 183. — Cumpăna apei în zigzag datorită înaintării inverse spre obîrşii a unor cursuri aproape paralele. Situaţia se întîlneşte la cumpăna apelor dintre afluenţii Someşului Mare şi ai Dornei (Coşna, Teşna).

mai ridicat. Este de exemplu cazul înaintării unui mic afluent al Sitnei din bazinul Jijiei (Fundoaia), în dreptul localităţii Bucecea, pînă în albia majoră a Siretului, aflată la peste 260 m altitudine. Pătrunderea văii Fundoaia cu circa 70 m sub nivelul albiei Siretului pune problema captării iminente a acestui rîu şi îndreptarea lui spre cursul Jijiei (fig. 184). Faptul în sine are o mare importanţă practică, indicînd posibilitatea creării unei hidrocentrale fără mari cheltuieli, întrucît nu necesită nici lac de acumulare, nici tunel de aducţie, ci doar devierea unei părţi din debitul Siretului spre valea Fundoaia, care, canalizîndu-se, ar putea conduce apa aceasta spre Sitna, unde ar folosi şi pentru alimentarea cu apă industrială a oraşului Botoşani şi pentru irigarea întregii albii majore a văii Sitna.

Se pot deosebi două categorii de captări. Cînd aceasta se produce între două rîuri ce se întîlnesc la obîrşie este o captare prin *încălecare* (135); rîul agresor înaintează treptat în albia rîului decapitat, pe care o adînceşte, în vreme ce acesta se retrage treptat (fig. 185). Îmbogăţirea în ape a rîului învingător însă nu este de prea mari proporţii, astfel că nici schimbările în cursul său inferior nu sînt însemnate. Înaintarea inversă în albia rîului decapitat, unde acesta primeşte diferiţi afluenţi, face ca traseul lor pieziş faţă de rîul principal, dar în sens invers decît normal, să rămînă una dintre puţinele mărturii ale captării înfăptuite; adîncirea văii în sectorul captării sub forma unui *defileu de captare (col de capture)* rămîne o altă dovadă a producerii fenomenului. S-ar părea că în sectorul

Dunării, de la Baziaş pînă la Şviniţa, se întîlneşte un astfel de caz cu afluenţii orientaţi pieziş în sens invers faţă de direcţia actualei curgeri a apelor fluviului. Poate că prin procese similare se explică formarea unora dintre multele „porţi" pe care Dunărea şi le-a ferestruit în lungul ei drum european.

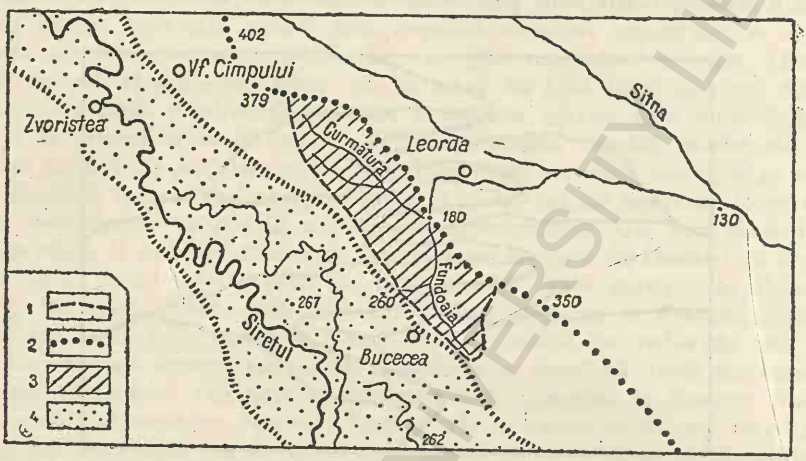


Fig. 184. — Captarea iminentă a Siretului la Bucecea de către un afluent al Sitnei, care, depăşind la vest linia de maxime înălţimi, a ajuns pînă în albia Siretului mult mai înaltă (260 m faţă de 180 m pe valea rîului agresor). *1*, Cumpăna apelor; *2*, linie de maximă înălţime; *3*, zona de captare; *4*, lunca Siretului.

Fig. 185. — Captare prin încălecare. *1*, înainte de producerea captării; *2*, după captare (în parte după P. Macar).

Cînd însă înaintarea unui rîu asupra altuia cu nivel mai înalt se produce sub un unghi oarecare sau chiar perpendicular, atunci captarea poate să cuprindă o bună parte din bazinul rîului decapitat, întorcînd întregul aport de ape ale acestei părţi în folosul rîului învingător. Se produce o bruscă creştere a debitului şi au loc pe baza aceasta importante schimbări în sectorul din aval al rîului învingător (înălţarea nivelului apelor, intensificarea aluvionăriii pe alocuri, a eroziunii în alte părţi, datorită sporului de putere netă a rîului etc.). Unde s-a produs întîlnirea celor două rîuri ia naştere un *cot de captare*, care se adînceşte treptat în defileu pentru punerea de acord cu nivelul coborît al rîului învingător. În cuprinsul acestui defileu se formează repezişuri. În aval de locul captării, rîul decapitat s-a scurtat şi rămîne cu un volum neînsemnat de apă faţă de lărgimea văii, care apare disproporţionată faţă de acesta, ba chiar pe o porţiune oarecare valea rămîne chiar fără apă sau cu mlaştini, de unde denumirea de *vale moartă*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Toate elementele enumerate trădează faptul că acolo s-a produs cîndva o captare. Dacă se mai adaugă şi studiul atent al teraselor rîului din sectorul respectiv, precum şi cercetări asupra schimbării materialului aluvionar între cele două bazine (pe baze granulometrice şi mineralogice) după poziţia ce ocupă pe diferite nivele de terasă, putîndu-se diferenţia cînd au început să vină aluviunile din bazinul rîului captat, se poate fixa chiar epoca în care s-a produs captarea.

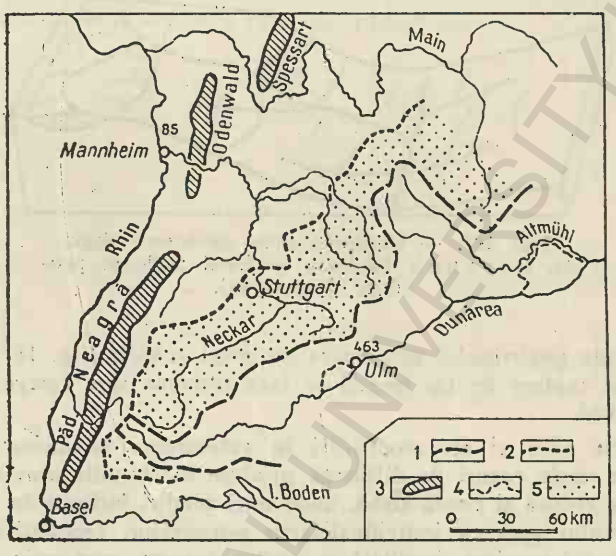


Fig. 186. — Înaintarea afluenţilor Rinului cu nivel de bază mai coborît, în detrimentul bazinului superior al Dunării (după De Martonne). *1*, Actuala cumpănă a apelor ; *2*, cumpăna apelor în pliocen ; *3*, culmi muntoase ; *4*, vechi cursuri părăsite ale Dunării, *5*, zona de captare.

O aplicare a acestei metode a făcut la noi Al. Roşu la stabilirea cursului Gilort-Jiu pe la Scoarţa — Cîmpu-Mare, în perioada terasei de 125—130 m şi a întreruperii ulterioare a acestei legături (208).

Între exemplele de captări binecunoscute în Europa, este cel ce se produce între afluenţii Rinului îndeosebi din bazinul Neckarului, care au nivelul de bază la 85 m (Mannheim), şi cursul superior al Dunării cu nivel de bază local la 463 m (Ulm), căreia i-a răpit o serie întreagă de afluenţi pe un sector de peste 150 km (fig. 186). Aceste captări care au creat legătură între cele două bazine fluviale au fost luate în considerare la întocmirea proiectelor unui canal navigabil de legătură între Rin şi Dunăre. Căile ferate folosesc de multă vreme aceste trecători naturale lesnicioase.

În afara captărilor obişnuite, se citează şi *captările prin deversare* (36). Fenomenul constă în aceea că dintr-o vale aflată la nivelul mai ridicat, puternic

înălţată printr-o groasă acumulare aluvionară, unde rîul oscilează dintr-o parte în alta a albiei bombate, apele pot să se deverseze la un moment dat spre o vale vecină cu un nivel mai coborît, de care nu le mai desparte o cumpănă a apelor proeminentă, aceasta fiind egalizată sau chiar depăşită ca nivel prin marile acumulări aluvionare. Deversîndu-se lateral, apele rîului superior erodează o albie care se adînceşte cu timpul, astfel că rîul de sus îşi părăseşte cu totul vechea vale,

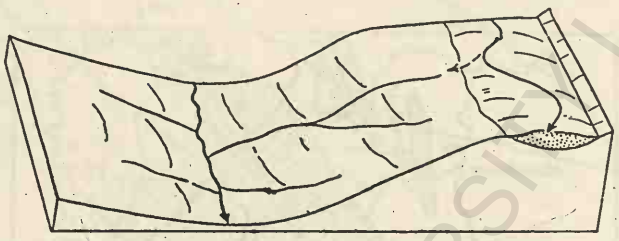


Fig. 187. — Captarea prin deversare după M. Derruau (săgeata — locul unde se produce deversarea).

curgînd pe panta povîrnişului spre valea cu nivel coborît (fig. 187). Considerăm că prin această captare de tip special se face trecerea spre categoria fenomenelor de *difluenţă.*

Difluenţele aduc şi ele modificări în extensiunea bazinelor fluviale. Am menţionat deja unele cazuri de difluenţă produse în cîmpiile aluviale cu energie de relief foarte redusă şi pantă slabă, unde mici piedici întîlnite în cale provoacă despletirea cursului apei cu individualizarea ostroavelor. Despărţirile acestea de mici proporţii, cu reunirea imediată a apelor într-un curs unic, nu înseamnă însă difluenţe. Cînd survin însă obstacole mai importante, care provoacă despărţirea definitivă a cursului fluviului sau a rîului în furcă, cum se vede în cuprinsul deltelor, avem de-a face cu difluenţe. Capătul în unghi al terenului dintre două braţe, care provoacă iniţial despărţirea apelor poartă denumirea populară de *ceatal* (exemplu Ceatalul Izmailului).

Difluenţele se pot produce şi în zone cu relief accidentat, chiar muntos. Se poate da ca exemplu Mureşul inferior, care în Cîmpia Aradului a produs o difluenţă pe cursul numit Aranca. Cu timpul, unul dintre braţele difluenţei se atrofiază şi poate fi părăsit, ceea ce s-a întîmplat şi cu Aranca (iar mai la nord cu un alt braţ părăsit, Mureşul Mort) (202). Între difluenţele de mari proporţii, mai bine cunoscută este cea a rîului Casiquaiare care leagă Orinocul de bazinul Amazonului şi care şi-a cîştigat faima fiind descoperită şi descrisă de însuşi întemeietorul geografiei fizice A. von Humboldt. Altă difluenţă interesantă este cea periodică (durînd doar 15—20 de zile pe an, la ape mari) dintre bazinul Chari şi cel al lui Benoué, afluent al Nigerului, prin rîul Mayo-Kebbi.

Procesele de înaintare a rîurilor prin eroziune regresivă spre obîrşii, captările, difluenţele etc. duc la extinderea teritorială a unor bazine hidrografice şi la scăderea altora, cu străpungerea şi nivelarea cumpenelor de apă intermediare. În ansamblu, ele duc la coborîrea în înălţime a tuturor părţilor proeminente ale

reliefului şi la ridicarea prin aluvionare a porţiunilor joase. În toată această evoluţie, apele curgătoare care iau parte activă la această continuă luptă de transformare a peisajului suferă modificări neîncetate. La rîuri de proporţii egale, cum pare să fi fost iniţial mai toate dintr-o regiune, unele pierd mereu din importanţă, altele cresc, se dezvoltă ca mărime, legîndu-se fragment de fragment, încorporînd pe alocuri întregi bazine fluviale din vecinătate, pînă ajung fluvii de proporţiile Dunării, care îşi trage izvoarele din Europa apuseană şi se varsă într-o mare din partea răsăriteană a continentului, fără să-i fi rezistat atîtea catene muntoase întîlnite în cale, în care a tăiat văi transversale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. V. MODELAREA PRIN APELE MARINE ŞI GHEŢARI

Reunim în acest capitol acţiunea modelatoare a apei asupra unor părţi limitate din teritoriul ţării noastre : a *apelor marine* asupra ţărmurilor şi a *gheţarilor* asupra reliefului înalt (ori în afara zonelor polare). Le reunim cu toată lipsa lor de legătură firească într-un singur capitol, datorită specificului lucrării de faţă cu pronunţat caracter aplicat, care necesită a se da o dezvoltare mai restrînsă agenţilor a căror contribuţie la peisajul ţării noastre este limitată teritorial. Ele se întîlnesc ca forme actuale şi vechi fie pe o fîşie îngustă de-a lungul litoralului, fie pe munţii înalţi.

1. ACŢIUNEA APELOR MARINE LA ŢARM

Din vastul domeniu de acţiune al apelor marine, ne interesează, sub raport aplicat, îndeosebi domeniul litoral.

Domeniul litoral, cu familia lui de forme specifice, este mult mai restrîns decît cîmpul de activitate al celorlalţi agenţi modelatori ai scoarţei. La mările lipsite de maree formează doar o fîşie de cîteva zeci sau cel mult cîteva sute de metri de o parte şi alta a liniei ţărmului ; la cele cu maree, domeniul acesta devenit mai complex poate ajunge de cîţiva kilometri lărgime, dezvoltîndu-se mult în lungul estuarelor.

La ţărmurile cu maree, datorită diferenţei de altitudine între flux şi reflux (*marnage*), se produce o schimbare continuă a liniei ţărmului. Teritoriul cuprins între limita înaintării maxime a apelor şi cea minimă (*estran*) poate cuprinde uneori în ţinuturile joase şi în lungul estuarelor pînă la 20 km şi chiar mai mult. Estimaţiile arată totuşi că pe întreg globul terestru, estranul ocupă doar un teritoriu de 150 000 km².

În raport cu forţele care acţionează asupra îngustei zone litorale (valuri, curenţi litorali, maree), rezultă un ansamblu de forme de relief originale : faleze, plaje, cordoane litorale etc. În legătură cu acestea şi mai ales cu modificările destul de rapide la care ele sînt supuse, geomorfologia aplicată are un important domeniu de activitate, întrucît construcţiile de pe litoral (blocuri şi cartiere de locuit, diguri, căi ferate, amenajări de plaje şi locuri de agrement etc.) şi cele din zona lagunelor şi deltei executate în scopuri economice pot suferi de pe urma acţiunilor apelor marine. Schimbările survenite în vremuri istorice asupra ţărmului românesc al Mării Negre, îndeosebi în sectorul lagunelor şi deltei, arată cît de active sînt şi ce urmări importante pot avea asemenea modificări. Menţionăm că, în genere, modelarea litorală este mult mai bine cunoscută,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

datorită pe de o parte practicienilor, pe de alta oamenilor de ştiinţă, care s-au preocupat din vremuri depărtate cu probleme legate de ţărmuri.

Agenţii principali care prin energia apelor marine acţionează asupra ţărmurilor sînt valurile şi curenţii litorali. Fiecare are modul său specific de lucru şi dă naştere la forme proprii. La acestea se mai adaugă şi acţiuni anexe ale vîntului, ale înghetului (în ţările cu climat rece) etc.

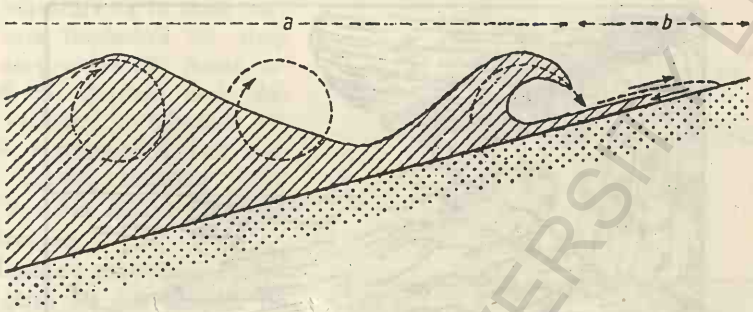


Fig. 188. — Transformarea mişcării ondulatorii a valurilor (*a*) în mişcare de translaţie (*b*); linii întrerupte, mişcarea moleculelor apei (schemă după M. Derruau).

Acţiunea valurilor. Ea reprezintă cea mai puternică dintre forţele marine de eroziune asupra ţărmurilor. Se ştie că valurile trec de la mişcarea ondulatorie pe care o au în larg la o mişcare de înaintare, sub forma *valurilor de translaţie,* în apropierea ţărmului unde adîncimea apelor marine scade pînă la o valoare egală sau mai mică decît lungimea de undă a valului, producîndu-se frecarea de fund. Forma şi natura valurilor se modifică astfel : coama lor se îngustează, profilul devine disimetric, creasta se surpă înspumată în înaintarea ei spre ţărm, se produce o reală deplasare a particulelor apei pe coama valului, în timp ce pe fund deplasarea este frînată din cauza frecării. Din circulară, orbita pe care se mişcă moleculele apei devine elipsoidă şi se frînge deversîndu-se înainte (fig. 188). În cazul vînturilor puternice, amploarea valurilor (înălţime şi lungime de undă) crescînd, acestea îşi schimbă caracterul ondulatoriu în mişcare de translaţie, ajungînd la ţărm cu o putere mai mare de lovire şi deci de eroziune şi în acelaşi timp cu posibilitatea de a înainta mai departe dincolo de linia ţărmului.

Cînd în mişcarea lor de translaţie valurile întîlnesc în cale un ţărm abrupt, ele se înalţă, creasta lor se sparge şi se surpă, lovindu-se în această mişcare de valul următor. Mişcarea aceasta de revenire violentă a valurilor asupra lor însele în faţa unui obstacol, care se anunţă de departe prin zgomotul puternic ce produce, este cunoscută sub denumirea de *ressac* (în fr.), *surf* (în engl.), *Brandung* (în germ.). Puterea de lovire a acestor valuri este uriaşă. Măsurătorile făcute cu dinamometrul au arătat că rezultă presiuni de 10 000—15 000 kg/m² pe ţărmurile Mării Baltice şi Mării Nordului, ajungînd pînă la 30 000 kg/m² pe ţărmul Oceanului Atlantic în Scoţia. Pe vremuri de furtună valurile pot astfel rostogoli sau chiar arunca spre ţărm blocuri pînă la 100 t. Înălţimea valului de *ressac*

ajunge uneori pînă la 60 m, aruncînd totodată pietre la această înălţime. Se ciţează cazul unui far din Scoţia, înalt de 80 m, căruia pietrele aruncate de *ressac* îi sparg adesea geamurile.

În cavernele produse la baza ţărmului prin această necontenită lovire, valurile grămădesc aerul, pe care-l strivesc cu presiunea lor ca într-un imens aparat cu aer comprimat, ceea ce dezlănţuie o altă forţă de luptă împotriva ţărmului.

Fig. 189. — Firidă de abraziune la baza unei faleze stîncoase.

Aşa se explică şi zgomotul asurzitor ce se produce, asemănător unor lovituri de ciocane uriaşe.

Cînd pe fundul marin, înainte de a ajunge la ţărm, valurile întîlnesc un obstacol sub formă de ridicătură prelungă sau o stîncă izolată rămasă sub nivelul apei, se produce o agitaţie a apelor marine, un fel de tentativă de *ressac* care ajunge pînă la suprafaţă.

Mişcarea necontenită a valurilor la ţărm reprezintă astfel o energie uriaşă, ca forţă de lovire, de tîrîre a materialelor şi deci de eroziune, ansamblu de acţiuni cunoscut sub denumirea de *abraziune marină*. Mai ales prin încărcătura de nisip, pietre, bolovani pe care apele în mişcarea lor continuă le tîrăsc, le aruncă cu uşurinţă la înălţimi mari, iar cu cele mai mărunte exercită un fel de mitraliere a ţărmului, puterea lor de eroziune creşte. Cu ajutorul acestor materiale, valurile sapă ţărmul, creînd la nivelul pînă la care se lansează valurile un jgheab orizontal continuu numit *firidă de abraziune* (fig. 189) sau un şir de mici *grote* unde ţărmul prezintă deosebiri de rezistenţă.

Este de remarcat faptul că firidele de abraziune iau naştere numai în roci puţin rezistente, cum sînt ţărmurile cretoase ale Normandiei, cele loessoide sau cu calcare sarmatice de pe litoralul românesc la sud de Constanţa, cele în gresii sau şisturi nu prea tari etc. Îndeosebi se dezvoltă în ţărmurile cu strate orizontale, unde capătă un aspect structural. În rocile dure la formarea firidei de abraziune sau a grotelor de bază intervin procese secundare, printre care trebuie menţionate în primul rînd cele chimice de dizolvare (mai ales în calcare). Acestea sînt activate prin pulverizarea apei valurilor în lovire, prin reţinerea apelor la retragere în crăpături etc. Uneori se pot asocia şi procesele de

sufoziune, cum se vede pe litoralul românesc sudic. Cînd ţărmul este alcătuit din roci rezistente nu numai la acţiuni mecanice, dar şi la cele chimice, firida de abraziune nu ia naştere.

Cînd prin subminarea şi înaintarea continuă a firidei sau mărirea şirului de grote bazale malul de deasupra ajunge în stare de echilibru instabil (ceea ce depinde şi de tăria rocilor constituente şi de structura lor), acestea se surpă. La baza ţărmului ia naştere un taluz de năruituri ca la toate surpările care împiedică un timp atacul asupra falezei. Acest taluz însă nu durează mult deoarece valurile, în mişcarea lor continuă, transportă treptat materialul acesta, curăţind locul pentru a relua atacul direct la baza ţărmului.

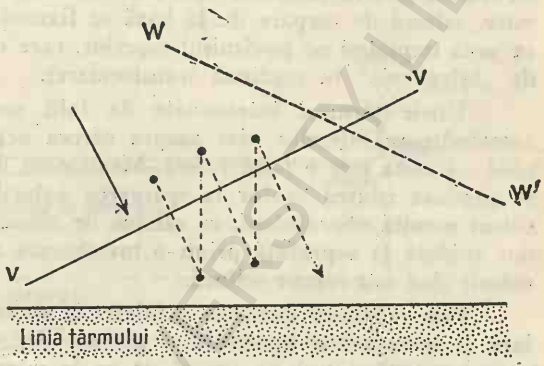


Fig. 190. — Mişcarea firelor de nisip, a pietrelor şi cochiliilor de-a lungul ţărmului (*V—V'* linia unui val oblic, punctat — traiectul mişcării particulelor; *W—W'* altă direcţie de val oblic).

Mişcarea materialelor rupte din ţărm nu este simplă. Ea se produce printr-un „dute-vino" repetat de zeci şi sute de ori în fiecare particulă, care îşi toceşte astfel proeminenţele unghiulare, rotunjindu-se (dar, spre deosebire de pietrişul de rîu, în forme aplatizate). Cînd valurile bat perpendicular pe direcţia liniei ţărmului, pietricelele se duc şi se întorc pe acelaşi drum. Cînd însă, din pricina schimbării direcţiei vîntului, valurile înaintează pieziş faţă de linia ţărmului, înaintarea şi retragerea lor continuă se produc în zigzag (fig. 190), ceea ce are ca urmare o translaţie laterală a materialului purtat. Din această cauză pe unele ţărmuri se găsesc depuneri deviate cu zeci de kilometri de la locul lor de origine.

Datorită *abraziunii marine* ţărmul este în continuă retragere, punînd în evidenţă două forme de relief contrastante: *faleza*[1] puternic povîrnită sau verticală, cu firida mai mult sau mai puţin evidentă la bază, şi plaja (*plage, beach, Strand*), apropiată de orizontală şi netezită prin înaintarea şi retragerea valurilor.

Forma şi unghiul de înclinare al falezei depind de natura rocilor componente, formaţiile loessoide şi calcaroase putînd da povîrnişuri verticale, cele argiloase şi nisipoase povîrnişuri de înclinare mai redusă (pînă la 15°). Şi structura se răsfrînge în forma falezei. În strate orizontale rezultă de regulă faleze abrupte; cînd stratele înclină spre mare, această aşezare împiedică formarea povîrnişurilor verticale, datorită şi alunecărilor consecvente ce se asociază uneori, creînd contraforturi la baza ţărmului. O structură cutată generează forme complexe cu promontorii şi mici golfuleţe între ele. În promontoriile unor asemenea ţărmuri, micile grote bazale pot înainta pînă percutează uscatul sub forma de *tuneluri* sau

[1] În terminologia universală, denumirea de faleză are înţelesul generic de povîrniş abrupt. Pentru precizare se foloseşte în cazul de faţă termenul *faleză litorală* (engl. *shorecliff*, germ. *Küstenkliff*).

punţi naturale (în termen mai general *roches percées)* sau pot evolua pînă la despărţirea unor părţi din promontorii ca fragmente insulare.

Faleza reculează astfel treptat pînă la o limită unde raza de acţiune a valurilor se opreşte datorită slabei înclinări a plajei, pe care puterea de înaintare a apelor marine încetineşte treptat. Acolo faleza, care nu mai este atacată de valuri nici la furtunile cele mai violente, se opreşte, pierde treptat din înclinare, taluzul de surpare de la bază se fixează fiind luat în primire de vegetaţie, ce urcă treptat şi pe povîrnişul superior, care devine *faleză moartă* (spre deosebire de „faleza vie" în continuă transformare).

Unele ţărmuri intersectate de falii sau flexuri dau abrupturi tranşante asemănătoare falezelor, dar asupra cărora acţiunea mării este minimă sau chiar nulă ; aceasta este o *falsă faleză.* Menţionăm de asemenea formarea, în zona unde se produce izbirea apelor la spargerea valurilor de translaţie, a unei mici ridicături numită *microfaleză,* ce rămîne de obicei submersă la ţărmurile fără maree, dar trădată la suprafaţă printr-o învolburare a apelor sau măcar o schimbare de colorit cînd este relativ adîncă.

Prin recularea continuă a falezei ia naştere *plaja,* definită ca loc de acumulare şi transport a materialelor purtate de valuri. Ea este uşor înclinată şi în genere netedă, totuşi nu lipsită de unele microforme datorite eroziunii apelor în retragere. Profilul general al plajei, deşi de formă uşor concavă (dar mult mai aplatizat decît profilul longitudinal al rîurilor), este întotdeauna instabil. S-a folosit chiar expresia de „profil de echilibru mobil" al plajei, pentru a sublinia modificările continue la care acesta este supus. Schimbările profilului general al plajei depind de mai multe variabile, între care : dimensiunile schimbătoare ale valurilor, calibrul materialelor purtate şi depuse etc.

La ţărmurile cu maree, unde se înregistrează două maxime zilnice de înaintare a valurilor, unul de flux, altul de reflux, situaţia se complică, apărînd unele microforme de plajă specifice. Aşa sînt *cornurile de plajă* (*beach cusp* în engl.), cu înaintări laterale de cîţiva metri, legate de cordonul litoral care le serveşte drept punct de reazem, sau *crestele* şi *brazdele prelitorale* (*lows and balls*), caracteristice plajei inferioare submerse în faza de flux (36).

Depunerile de pe plajă sînt încontinuu remaniate : la valuri mari se erodează nisipurile şi se depun galeţi şi particule grosiere, iar la mare calmă se depun nisipuri. (De aceea popular se spune că după o mare agitată plaja *se subţie,* întrucît apar vizibile particulele mari, iar nisipul este retras în apă.) Indiferent însă de aceste variaţii, depunerile se fac întotdeauna cu axa mare paralelă cu ţărmul şi într-o anumită ordine, după tăria curentului apei, ceea ce şi constituie elemente de recunoaştere a unor plaje relicte.

Faleza şi plaja se completează reciproc, deşi nu sînt inseparabile ; prima se formează mai cu seamă în sectoarele expuse direct acţiunii valurilor, cea de-a doua ia naştere mai ales în sectoarele mai adăpostite.

Suprafaţa netedă, uşor aplecată, dintre faleză şi linia ţărmului este cunoscută sub denumirea de *platformă de abraziune,* întrucît se consideră ca rezultînd de pe urma acţiunii mecanice a valurilor. Ea se extinde treptat prin reculul falezei. În continuare de nivel, înspre larg se formează prin depunere *terasa sub-*

marină (fig. 191), ce se poate extinde mult, limita ei de înaintare fiind foarte depărtată de ţărm, putîndu-se preciza prin locul pînă unde se resimte mişcarea pe fund a materialelor mobile sub influenţa valurilor celor mai puternice (adică pînă la —100 şi chiar —200 m).

Platforma de abraziune şi terasa de acumulare submarină formează un ansamblu cunoscut sub denumirea de *platformă litorală* (sau *platformă continentală*), în cadrul căruia ele se află în interdependenţă: dezvoltarea uneia activează creşterea celeilalte şi invers. Aceasta datorită nu numai sursei de materiale mobile furnizate de abraziune acumulării, dar şi continuităţii mişcării de translaţie a valurilor de pe una pe cealaltă dintre cele două părţi. Iată pentru ce şi evoluţia lor se produce pe ansamblul platformei litorale.

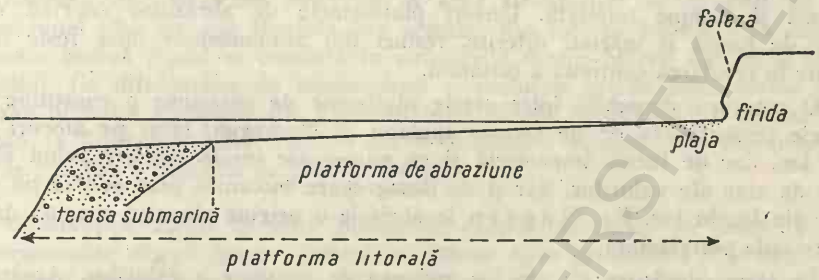


Fig. 191. — Platforma de abraziune şi terasa submarină.

În caz de regresiune marină platforma de abraziune şi terasa submarină apar ca o unitate de relief în care trăsăturile proprii ale fiecăruia nu se pot desprinde decît prin unele elemente specifice: la prima pentru eroziunea subaeriană în care s-a format (de exemplu forme de crioturbaţie), la cea de-a doua pentru depunerea subacvatică. Pe platforma de abraziune se pot identifica şi forme de eroziune fluvială (de exemplu trasee de văi). Falezele devin moarte, pierzîndu-şi profilul caracteristic, şi se acoperă de vegetaţie. Exemple caracteristice de asemenea forme se pot vedea la vest de lacurile Siutghiol, Taşaul şi mai ales la vest de laguna Sinoe, unde vechiul ţărm al mării a rămas departe de cel actual, fiind astfel protejat de acţiunea mării prin apele moarte ale lagunei. Dimpotrivă, prin mişcări eustatice pozitive, platformele de abraziune pot fi reluate sub acţiunea valurilor, iar falezele respective reînviate.

Unii oameni de ştiinţă au considerat chiar falezele ca provenite prin submersiune (239), în vreme ce alţii le explică prin emersiune (B o u r c a r t).

Pe ţărmul românesc al Mării Negre nu s-au identificat urme de platforme sau terase de abraziune exondate. Ceva mai la sud, la Balcic în R. P. Bulgaria, G. Vâlsan a indicat o asemenea formă, care însă a fost ulterior contestată de C. B r ă t e s c u. În Serbia centrală J. C v i j i ć presupunea existenţa unor platforme de abraziune lacustră (în jurul unui fost lac neogen), cu caractere de altfel foarte clare (faleze, insule abrupte la partea lor inferioară etc.). În partea de vest a ţării noastre, la marginea Munţilor Apuseni către Cîmpia Tisei, R o b e r t

Ficheux menţionează platforme de abraziune neîndoielnice, legate de Lacul Panonic. La o analiză atentă, ar putea să se identifice faleze marine relicte pe liniile de retragere a mării şi apoi a lacului cuaternar din Cîmpia Română.

Platformele de abraziune sînt mai totdeauna tapisate cu resturile materialelor purtate de valuri : nisipuri, pietrişuri, cochilii marine, întrucît, spre deosebire de acţiunea selectivă a apelor curgătoare, la abraziune fiecare val transportă, erodează şi depune totodată. Uneori platformele de abraziune cuprind stînci izolate de forme şi mărimi diferite, resturi din aliniamentele unor foste faleze depăşite în recularea continuă a ţărmului.

O categorie deosebită între aceste platforme de abraziune o constituie aşanumitele *strandfladen* de pe ţărmul apusean al Norvegiei, largi pe alocuri pînă la 50 km, dar de formă imperfectă şi cu numeroase *insule martori* avînd vădite semne de atac ale valurilor, dar şi de dezagregare mecanică prin gelifracţie, presărate din loc în loc. Fr. Nansen le atribuie o origine abrazivă marină datînd din perioada postglaciară.

La ţărmurile joase nu are loc acţiunea de eroziune a valurilor. Apele împinse de valuri urcă în sus pe panta slab înclinată cu nisipuri şi pietricele, iar la vînturi mari şi cu bolovani şi alge marine. Materialul înaintează subţiindu-se treptat pînă la limita unde apa se infiltrează în pămînt, iar materialul adus rămîne pe loc formînd o depunere în forma unui val cu traseu sinuos care marchează locul de înaintare a valurilor. Pe patul neted din jos de acesta, apele se întorc ducînd cu ele materialele purtate. În zilele furtunoase, cînd valurile mari înaintează mai departe pe ţărmul jos şi neted, ia naştere un val de depuneri mai depărtat, format de regulă din particule mai mari pe care le-au răscolit şi purtat valurile furtunii.

Pe un ţărm jos se formează astfel mai multe şiruri de asemenea depuneri numite *coordoane litorale,* marcînd înaintarea valurilor mării liniştite şi a mării treptat mai zbuciumate.

Există şi o eroziune de fund în înaintarea şi retragerea necontenită a valurilor, un fel de raclare a fundului datorită fie încărcăturii de material purtat, fie recăderii în pachet a apelor la locul de sfărîmare a coamei valurilor. De fapt însă această acţiune de eroziune este de proporţii neînsemnate.

Toate procesele legate de abraziunea marină se regăsesc şi la ţărmurile lacurilor mari. În cuvetele lacustre mărunte, unde nu pot lua naştere valuri mari, procesele acestea capătă dimensiuni neînsemnate. La ţărmurile lacurilor, procesele arătate se complică oarecum datorită variaţiei de nivel a acestora, mai sensibilă în timp decît la ţărmul mării. Cînd, de exemplu, se constată cordoane litorale vechi, depărtate de linia actuală a ţărmului, la care apele lacustre nu mai ajung nici la cele mai mari valuri, este semn de scădere a nivelului sau de eventuală înălţare locală a uscatului. Datorită aceloraşi schimbări, se pot identifica : platforme de abraziune etajate faţă de nivelul actual al apelor, firide de abraziune în resturi de faleze moarte, ba chiar — dacă nivelul lacului a scăzut repede sau uscatul s-a înălţat repede — se pot vedea *văi suspendate* care nu au reuşit să se racordeze la nivelul actual al lacului, apele dînd naştere la căderi sau repezişuri, cum se citează pe ţărmul apusean al insulei Sahalin.

Acţiunea curenţilor litorali. Se cunosc numeroase categorii de curenţi marini şi oceanici. Cei planetari, care străbat oceanele în lung şi în lat creînd circuite uriaşe, nu au importanţă în explicarea morfologiei litorale. O însemnătate deosebită prezintă unii mult mai mărunţi, care străbat mările mărginaşe şi continentele. Între aceştia interesează trei categorii, şi anume : curenţii litorali care aduc cele mai mari modificări ţărmurilor, curenţii de descărcare şi curenţii de maree, mai puţin importanţi pentru problemele urmărite.

Curenţii de descărcare observaţi în zona strîmtorilor se datoresc fie descărcării unui plus de apă fluvială sau rezultat din topirea zăpezilor la mări cu evaporare redusă (cazul se constată la strîmtorile dintre Marea Baltică şi Marea Nordului), fie diferenţelor de temperatură şi densitate create între cuvete maritime sau oceanice apropiate (de exemplu între Marea Mediterană şi Marea Neagră sau la Gibraltar între Mediterană şi Atlantic). Curenţii de descărcare au rolul de curăţire a fundului de produse mobile.

Observaţiile făcute în zona Bosforului asupra curenţilor de descărcare sau de compensaţie dintre Marea Neagră şi Marea Egee (respectiv Marmara) arată următoarea suprapunere : un curent superficial pînă la 30—35 m adîncime, cu ape mai dulci (densitate medie de 1,013), care circulă dinspre Marea Neagră spre Marmara cu o viteză de 0,8—1,5 mile pe oră, şi un curent de adîncime, sub 35 m, cu ape mai sărate (densitate medie 1,025), care circulă în sens contrar cu o viteză ceva mai redusă de 0,7—1,2 mile pe oră (234).

Curenţii de maree constituie mai mult o undă, o ridicare sau coborîre lentă de nivel asemănătoare ca efect mecanic cu al valurilor oscilatorii, prezentînd totuşi în acelaşi timp şi o mişcare de translaţie înceată. Numai în strîmtori sau în estuare aceste mişcări devin mai repezi (putînd ajunge pînă la viteza maximă constatată de 18 km pe oră, ca de exemplu în nordul Scoţiei sau în arhipelagul Orcadelor), prezentînd o vădită importanţă în transportul aluviunilor. Raporturile dintre eroziune şi acumulare sînt schimbătoare între faza mării înalte şi a mării joase. Acumularea are loc puţin înainte de a se ajunge la nivelul maxim, pe cînd eroziunea se produce în proporţii mult mai mari decît acumularea la retragerea apelor, cînd la curentul marin se adaugă cel deosebit de rapid al apelor fluviale ţinute şi acumulate pe loc de barajul fluxului, astfel că acumulările efemere sînt distruse, iar materialele respective duse departe în larg, estuarele curăţindu-se astfel de încărcătura depunerilor. De fapt fenomenul se complică datorită diferenţei de salinitate dintre apele marine şi cele fluviale, ceea ce duce la o decantare şi depunere a materialului în suspensie pe tot traseul pe care urcă marea. Aşadar, curenţii de maree au însemnătate doar în transportul materialului aluvial şi foarte puţină în formarea acumulărilor.

Cea mai mare importanţă în crearea acumulărilor la ţărm o au *curenţii litorali* sau *derivele litorale* (*beach wash* în engl.). Sub denumirea acestor curenţi se cuprind mişcările apelor marine din apropierea ţărmurilor. Se pare că sînt generaţi de mişcarea valurilor, deci indirect de vînturi (de unde anumite devieri de direcţie pe care le suferă), dar şi de alte cauze. Între acestea, de exemplu în Marea Neagră, trebuie să se ţină seamă de marele aport de ape fluviale în sectorul de nord-vest, unde se varsă Dunărea, Nistrul, Niprul etc., precum şi de devierea apelor marine de la stînga spre dreapta sub influenţa

mişcării de rotaţie a pămîntului. Curenţii aceştia pun în mişcare de-a lungul ţărmului materialele mai mari şi mai grele prin tîrîre, iar pe cele mai fine în suspensie. Ei par să nu aibă adîncime mare. Cercetări mai vechi în apropierea litoralului nostru (223) arătau că mişcarea particulelor de fund, sub înrîurirea curentului litoral, ajunge la 25 m. Cercetările făcute în alte părţi constată că influenţa acestuia ajunge şi pînă la 50 m, putînd astfel să acţioneze relativ departe de ţărm asupra materialelor mobile. Proveniența acestora este diferită. Astfel materialele purtate în zigzag de valuri şi care au o rezultantă paralelă cu linia ţărmului pot fi preluate în parte de curenţii litorali şi deviate în direcţia curgerii lor. Ei preiau de asemenea şi transportă aluviunile deversate de fluvii. Pe scurt, la curenţii litorali, eroziunea este întîmplătoare, caracteristica esenţială fiind dată de transporturi şi mai ales de depunerea materialelor mobile. Prin aceasta ei sînt constructori ai ţărmurilor la mările continentale şi mărginaşe, unde mareele au un rol redus.

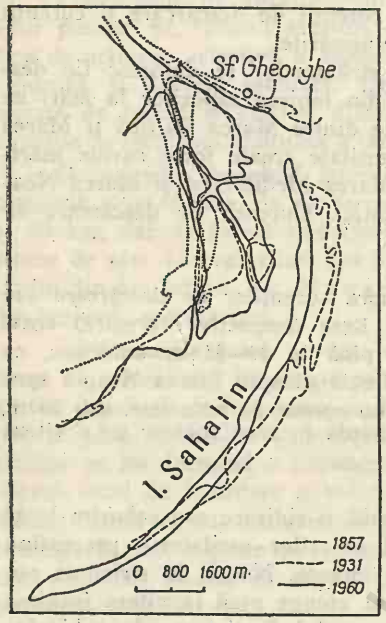


Fig. 192. — Schema modificării ţărmului la gura braţului Sf. Gheorghe şi a insulei Sahalin (perioada 1857—1960) (după C. Diaconu).

Întrucît curenţii litorali transportă prin tîrîre lentă pe fund particule grosiere, iar în suspensie în apele superficiale mai repezi particule fine, şi întrucît intensitatea maximă de transport este pe firul curentului, ei prezintă un mod specific de acumulare a materialelor purtate. Acestea sînt depuse începînd de la marginea mai proeminentă a golfurilor, în concavitatea cărora diminuează viteza curentului, sau acolo unde el este frînat de interferenţa unui alt curent, cum se observă în dreptul Deltei Dunării, unde se interferează pieziş un curent dinspre Crimeea sau unde adîncimea fundului se reduce. Prin depunerea materialelor acestora se formează la început un banc submarin prelung, care cu timpul ajunge la suprafaţă şi iese apoi din apă ca o insulă. În 1897, cînd Dunărea venind cu ape extrem de mari a adus o cantitate sporită de aluviuni, a apărut în dreptul gurii Sf. Gheorghe o limbă de nisip prelungă, dezvoltată mult în deceniile următoare, care figurează pe hartă sub numele de insula Sahalin (fig. 192) [1].

Depunerile acestea prelungi ale curenţilor litorali, îşi au însă ca punct de plecare o parte fixă şi mai proeminentă a ţărmului, cum este marginea unui golf. De acolo se extind sub forma unor diguri naturale ce se alungesc mereu sub forma *săgeţilor litorale*. Acestea pot lua forme diferite care cresc şi se modifică repede, pot chiar dispărea, mai ales unde mareele au o amploare mai

[1] Aceasta este prototipul depunerilor mai depărtate de ţărm cunoscute în bibliografia străină sub denumirea de *crêtes d'avant côte émergée*.

mare. Fîşia aceasta îngustă de nisipuri şi aluviuni mai fine, cunoscută la noi sub denumirea de *perisip*, se întîlneşte la foarte multe mări. La ţărmul de sud al Mării Baltice este numită *Nehrung*, pe ţărmul de nord al Franţei *poulier*, pe cel al Mării Adriatice *lido* etc.

Observaţiile asupra modului de formare a perisipurilor sau barelor litorale datează de multă vreme, problema avînd însemnătate practică legată mai ales de navigaţie. Încă pe la mijlocul veacului trecut, Elie de Beaumont (227) arăta că acestea se formează din materialul mobil de pe fundul marin împins de valuri spre ţărm. După multe alte cercetări, studii fundamentale a întreprins D. W. Johnson (238), care a arătat că, datorită unei uşoare coborîri a nivelului mării, valurile încep să deplaseze spre ţărm aluviunile, care în zona de spargere a valurilor formează mai întîi un banc submarin, care se înalţă treptat formînd o bară litorală. Aceasta desparte în spatele ei apele moarte ale unei lagune. Pentru aceasta se presupune cu necesitate o fază de stabilizare a nivelului marin. Recent, V. P. Zenkovici a adus completări la această ipoteză, dovedind — pe baza unor exemple de pe ţărmul de nord al Mării Negre, al Mării Caspice ş.a. — că, dimpotrivă, procesul are loc la uşoare scufundări ale ţărmurilor, iar la o mişcare de înălţare a ţărmurilor lagunele dispar repede (248).

În raport cu condiţiile locale de alimentare cu aluviuni, de modificare a traseului curentului litoral sau de împingere a lui prin maree etc., perisipurile iau forme foarte diferite. În mările liniştite, perisipurile se alungesc treptat dintr-o margine a golfului pînă în marginea cealaltă, închizîndu-l şi transformîndu-l astfel într-o *lagună*. Prin forţa de eroziune a unui mic curent de descărcare ce ia naştere în lagună sau prin eroziunea valurilor marine, se formează adesea o întrerupere în perisip cunoscută sub numele de portiţă (*graus* în fr., *inlet* în engl., *Einfahrt* în germ.), prin care se asigură scurgerea plusului de ape continentale spre mare. Aceasta nu este statornică, se poate astupa, perisipul segmentîndu-se în altă parte sau dintr-o dată în mai multe locuri, cum s-a întîmplat în vremuri recente în perisipul ce închide laguna Razelmului.

Cînd însă într-un golf expus la închidere prin perisipuri se varsă un rîu mai important, curentul apei împiedică o astfel de construcţie, perisipul se recurbează uşor la capăt lăsînd restul ieşirii liber, cum se vede la nord-est de portul Gdynia unde se întinde perisipul Hela. Alteori perisipul se dezvoltă simultan din ambele laturi : mai lung în direcţia curentului, mai scurt şi mai gros pe latura opusă (cel de-al doilea numit *musoir* pe ţărmul Picardiei), rămînînd între ele o trecere liberă. Mai totdeauna însă în fundul golfurilor astfel închise se formează o depunere sub formă de plajă.

Uneori printr-o strămutare succesivă a curentului litoral, pornind de la o insulă sau de la un grind consolidat ca punct fix, se pot forma perisipuri bifurcate, trifurcate etc. D. Johnson citează exemplul coastei atlantice din zona New Jersey (fig. 193), în care, avînd ca punct de sprijin grindul Sandy Hook, perisipurile au migrat treptat spre vest dînd o intersectare caracteristică (239). Şi pe litoralul nostru se observă la partea centrală a complexului Razelm o asemenea trifurcare a perisipului, pornind de la grindul dublu Periteasca, spre sud-vest, care compartimentează laguna în cele trei părţi : Goloviţa, Zmeica, Sinoe. La această triplă orientare a perisipului, o contribuţie au avut desigur şi unele stînci care odinioară formau insuliţe în cadrul golfului, cum este Biseri-

cuţa. De altfel aceasta este şi explicaţia formării perisipurilor în evantai, ale căror complexe alcătuiesc grindurile Letea şi Caraorman din Delta Dunării.

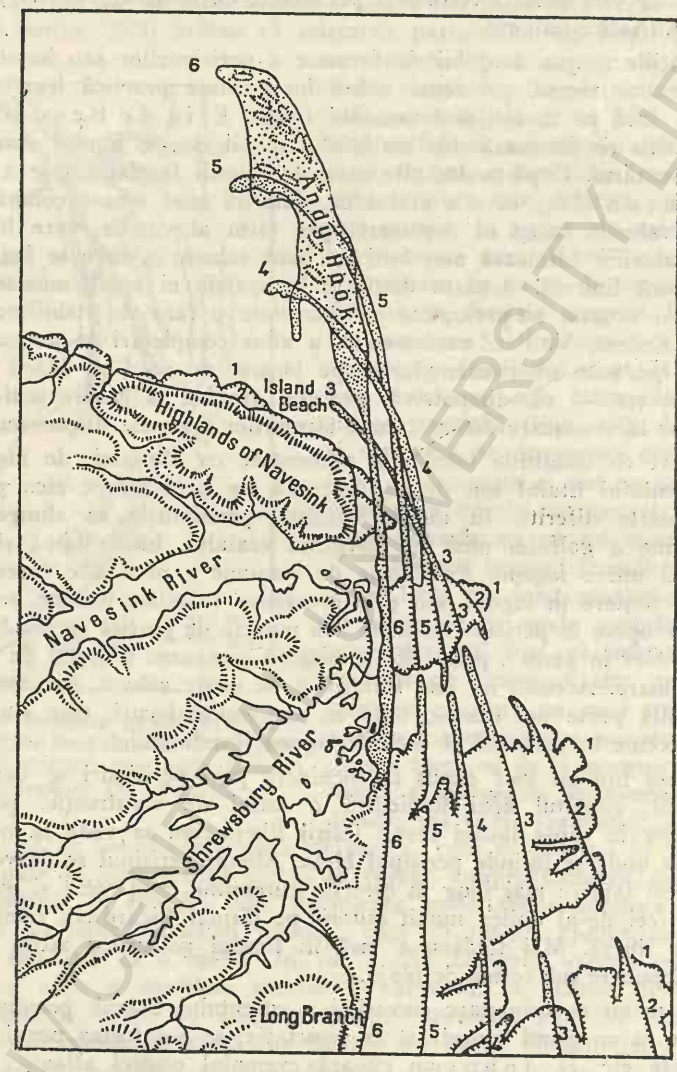


Fig. 193. — Formarea perisipurilor multiple pe litoralul de la New Jersey (după D. W. Johnson) (lăţirea progresivă din nord corespunzînd regresiunii treptate din sud).

Prin corelarea unor mişcări paralele cu ţărmul ale curenţilor litorali, mai ales unde se înregistrează uşoare mişcări pe verticală ale teritoriului sau uşoare mişcări eustatice negative, iau naştere complexe de grinduri paralele, cu *zătoane* (resturi de lagune înguste şi lungi permanent submerse) între ele, izolate unele

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de altele, cum este sectorul sud-estic al Deltei Dunării la sud de gura Sf. Gheorghe, unde între grindurile Crasnicol, Perişor-Dranov, Ţigănuş-Palade se alungesc Zătonul Mare şi Zătonul Mic, reîmprospătate cînd cu ape dulci fluviale, cînd cu ape sărate marine (la valuri mari), de unde o aluvionare specifică.

În unele mări, sub influenţa mareelor, perisipul se poate recurba ca un cîrlig, creînd rade naturale pentru instalarea porturilor. Tipic este sub acest raport perisipul de la Mesina (fig. 194). Pe alocuri iau naştere complexe de perisipuri în forma unor promontorii triunghiulare (la conturul cărora intervin şi forţele de eroziune ale curenţilor litorali), cum este cel considerat clasic de la capul Kennedy, regăsit parţial în complexul Sărăturile-Dranov, intersectat de braţul Sf. Gheorghe la ieşirea acestuia la mare.

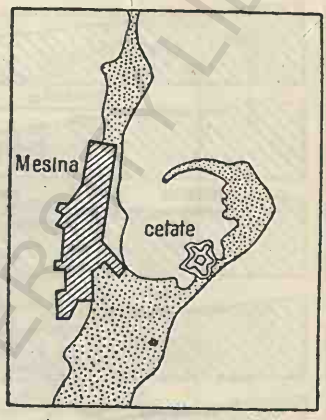


Fig. 194. — Perisip în cîrlig la Mesina.

O altă categorie de perisipuri o constituie cele cu orientare transversală faţă de linia ţărmului, legîndu-l pe acesta de o insulă din faţă. Asemenea perisipuri poartă numele de *tombolo* şi pot fi simple, duble, triple etc. Clasic este exemplul triplului *tombolo* care a legat insula Monte Argentario de ţărmul peninsulei italiene la Marea Tireniană.

G. Vâlsan a emis ipoteza că Delta Dunării ar fi o formă în regresiune rezultată de pe urma distrugerii prin abraziune a unei formaţii de tip *tombolo* care lega uscatul cu Insula Şerpilor. La eroziunea aceasta s-a adăugat şi scufundarea lentă a zonei respective. Forma de evantai a grindurilor Letea şi Sărăturile, care în prelungirea lor spre est ar fi format acel complex de perisipuri transversale, n-ar fi decît rămăşiţele întregului de altădată. O serie de argumente neîndoielnice infirmă ipoteza aceasta.

De remarcat că perisipurile au în cele mai multe cazuri profile disimetrice, cu panta lină spre mare şi cu cea abruptă spre continent, ceea ce arată fără îndoială şi o contribuţie laterală a valurilor la formarea lor. După cum a arătat D. W. Johnson (238), bara sau cordonul litoral odată format nu rămîne stabil, ci migrează treptat spre ţărm îngustînd mereu laguna, pe care, într-o fază mai înaintată, o transformă într-o mlaştină. Apoi şi mlaştina este strangulată pînă la dispariţie, bara devenind o dună de ţărm (fig. 195). Faptul se observă la *cordonul litoral* [1] de la sud de oraşul Sulina şi tocmai prin această conlucrare a valurilor de translaţie s-ar putea explica şi migrarea destul de accentuată spre vest a acestui cordon (în medie 20 m pe an), ceea ce se vădeşte şi

[1] La noi pentru cordonul litoral se foloseşte şi termenul de *grind* (*offshore bar* în engl., *Strandwall* în germ.).

prin bucăţile de plaur aruncate pe plajă de valurile mari ca şi cum ar fi un produs al mării.

Menţionăm că majoritatea formelor de perisipuri construite de curenţii litorali sînt schimbătoare, unele chiar efemere. Cu timpul multe se stabilizează, mai ales cele ce s-au acroşat de puncte fixe din ţărm sau au încorporat insuliţe stîncoase se juxtapun sau aglutinează şi alte terenuri, formînd complexe durabile.

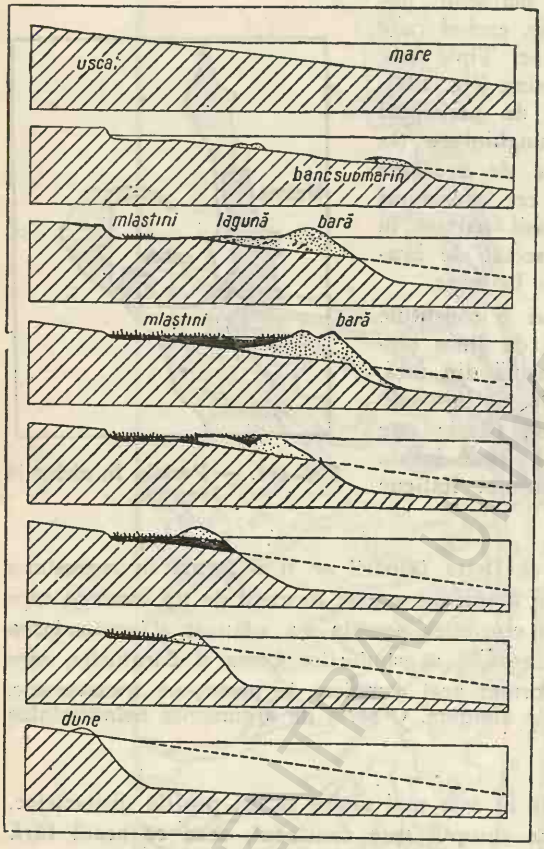


Fig. 195. — Evoluţia ţărmului lagunar (după D. W. Johnson).

Modificările liniei ţărmului. Pentru a se dezvolta, formele de abraziune şi acumulare litorală au nevoie de stabilitatea liniei ţărmului pe un timp mai îndelungat. Pot surveni însă cauze de ordin tectonic, de ordin eustatic şi chiar modificări de debit la vărsarea fluviilor principale, care produc schimbări importante în evoluţia abraziunii şi acumulării la ţărmuri.

Asemenea schimbări s-au produs în timpurile mai apropiate, cele care au lăsat urme în configuraţia ţărmurilor actuale şi la mările legate direct de nivelul general oceanic, dar ele au fost mai accentuate la mările continentale de felul Mării Negre, care, în anumite perioade ale cuaternarului şi chiar în vremurile relativ recente din postglaciar, au avut evoluţii proprii cu nivele diferite de cele ale oceanului planetar. În legătură cu asemenea variaţii de nivel două faze sînt mai caracteristice pentru individualizarea liniei ţărmurilor: cele de coborîre însemnată a nivelului corespunzînd regresiunilor marine şi cele de creştere a nivelului din perioadele de transgresiune.

În fazele de regresiune, linia ţărmului se depărtează treptat, platforma litorală (inclusiv fosta terasă submarină) devine uscat, prelungindu-se sub forma unei cîmpii netede pe care văile rîurilor se prelungesc pînă la noua linie a ţărmului, adîncindu-se în măsura în care ajung să se pună de acord cu nivelul coborît al mării. Lacurile şi fostele golfuri marine seacă, trecînd succesiv prin faza de mlaştini sărate şi apoi de depresiuni uscate. Deltele ajung cîmpii zvîntate în cuprin-

sul cărora din mulţimea braţelor de scurgere se selecţionează doar unul pe care se scurg toate apele fluviului, adîncindu-se treptat, trecînd aşadar de la faza de aluvionare la o nouă fază de eroziune.

Un exemplu tipic de regresiune marină actuală, cu schimbări de peisaj de felul celor menţionate, îl oferă ţinuturile de la nordul Mării Caspice. Lipsită de

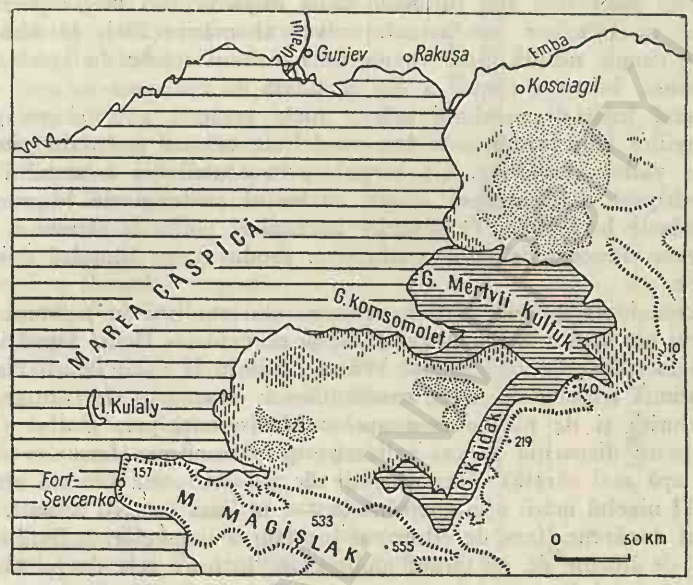


Fig. 196. — Coborîrea nivelului Mării Caspice în ultimele decenii de la —26 la —28 m a transformat golful Mertvii Kultuk într-o mlaştină.

legături cu restul mărilor începînd din postglaciar, Marea Caspică se află de atunci în continuă regresiune. Întreaga cîmpie de la nordul ei nu este decît un fund de mare recent părăsit, de o netezime excepţională, acoperită cu argilele cafenii sărate depuse de apele marine. Singura mărturie o constituie mulţimea cochiliilor de moluşte marine. Regresiunea din ultimele decenii care a coborît nivelul mării de la —26 la —28 m a dus la transformarea golfului întortocheat Mertvîi Kultuk din partea de NE într-o mlaştină sărăturoasă (fig. 196), alimentată parţial în perioadele de creştere ale nivelului marin de la începutul verii. (Menţionăm că Marea Caspică prezintă ca orice lac variaţii sezoniere de nivel care ating 40 cm între perioada apelor mari de la începutul verii şi cea a apelor celor mai scăzute din februarie.)

Multe mări mărginaşe sau continentale au trecut în cuaternar prin faze de regresiune şi deci de exondare a platformei litorale şi de transgresiune, cu mărturia văilor submarine bine marcate (exemplul bine cunoscut al Mării Nordului). La Marea Neagră în perioada celei mai intense regresiuni înregistrate în glaciarul Würm I, nivelul a coborît pare-se pînă la —80 m, astfel că fluviile şi rîurile din partea de NV, unde se întinde cea mai amplă platformă litorală, şi-au

prelungit mult văile spre est şi sud. Dunărea a trecut cu 75—80 km dincolo de gurile actuale, pe unde se strîngea într-un curs unic pe braţul Sf. Gheorghe, recurbîndu-se spre sud, înscriind o vale bine marcată de 10—24 m adîncime. Ea colecta rîurile dobrogene Taiţa şi Teliţa mult prelungite, iar Casimcea şi alte rîuleţe dobrogene se vărsau aparte. De asemenea toate rîurile şi fluviile din sudul R.S.S. Ucraina (Kogîlnicul, Hagidere, Nistrul şi Niprul, care primea ca afluent pe Bug) se prelungeau mult spre sud (ultimele două după ocoluri mari spre vest) pînă la circa 40 m adîncime sub actualul nivel al mării (241), formînd un vast domeniu de cîmpie netedă, doar cu uşoare ridicături locale. În fazele următoare de trangresiune, întreaga cîmpie a fost invadată de apele mării.

În cazul înălţării nivelului mării, apele acesteia pătrund pe gurile rîurilor şi fluviilor transformîndu-le într-un fel de estuare mult alungite, păstrînd sinuozităţile văilor respective. Cu timpul, prin contribuţia curentului litoral se creează perisipuri care barează aceste intrînduri prelungi de la gurile văilor, transformîndu-le în *limane*. Perisipurile barează şi golfurile ţărmului, dînd naştere la *lagune*. Procese de felul acesta s-au produs şi pe litoralul dobrogean al Mării Negre.

Din cronologia ultimei părţi a cuaternarului studiată în legătură cu oscilaţiile de nivel ale apelor Mării Negre (233) şi cu evoluţia Deltei Dunării (243), se constată că începînd din interstadiul Würm I/Würm II apele Mării Negre manifestă o continuă creştere de nivel, cunoscută sub denumirea de *transgresiune flamandă*, înrîurită şi de pătrunderea apelor Mediteranei prin Bosfor (ceea ce a avut ca urmare dispariţia faunei salmastre şi pătrunderea formelor cu moluşte actuale de apă mai sărată). Treptat văile de pe platforma litorală sînt înecate. În Würm III nivelul mării ajunsese pînă la —5 m (faţă de zero actual). Încep formarea deltei dunărene (faza de estuar) şi închiderea limanelor, individualizîndu-se întreg şirul de limane de pe ţărmul dobrogean, inclusiv cele de pe ţărmul interior al complexului Razelmului, pe atunci golf larg deschis la mare (Agighiol, Babadag, Ceamurlia, Tuzla etc.). Faza aceasta pare să fi fost sincronă cu formarea grindului transversal interior din deltă, şi anume aliniamentul vestic al grindurilor Letea şi Caraorman. Dar transgresiunea marină a continuat, atingînd maximum de nivel în perioada numită *optim climatic* postglacial, cînd ia naştere terasa de +5 +6 m faţă de zero actual. Apele marine înaintau atunci mult în sus pe albia Dunării, generalizînd această terasă mică în intreg bazinul dunărean. Abia după această fază urmează retragerea nivelului marin la nivelul actual. În această din urmă fază, care corespunde vremurilor istorice, se formează cel de-al doilea cordon litoral, care închide depresiunea estică a Deltei Dunării pînă la Sulina, şi de asemenea golful Razelmului, care se transformă în lagună. Săpăturile arheologice de la Istria confirmă această presupunere, dovedind că stingerea vieţii portuare şi ca urmare declinul activităţii economice a marelui oraş grecesc s-au datorat în mare parte închiderii treptate a golfului prin perisipuri şi transformării lui în ape moarte de lagună (229). Deosebim, aşadar, două faze bine marcate, pe care însă mulţi cercetători le-au amestecat : una mai veche de individualizare a micilor *limane* de pe ţărmul continental al Dobrogei, deci ţărmul de vest al Razelmului şi în continuare, la sud de capul Midia, tot litoralul actual dobrogean cu limane de aceeaşi vîrstă (Taşaul, Siutghiol, Techirghiol etc.), şi o fază mai nouă, istorică, cu închiderea golfului exterior şi formarea complexului *lagunar* al Razelmului prin grindurile Periteasca, Chituc etc.

Observaţiile şi măsurătorile efectuate în ultima vreme în legătură cu oscilaţiile de nivel ale apelor Mării Negre în perioada istorică (224), (225), au adus unele dovezi după care s-ar părea că în ultimele două milenii nivelul marin s-a înălţat cu circa 4 m şi că în prezent aceste mişcări ar continua. Acest fapt se înscrie însă în mod inegal asupra ţărmului, deoarece acesta la rîndul său ar fi înrîurit pe alocuri de mişcări neotectonice destul de vădite (de exemplu de scufundare lentă în sectorul Deltei Dunării şi în continuare spre vest în bazinul Siretului inferior, spre est în direcţia Perekop). Datele existente nu ne îngăduie încă o concluzie certă, dacă este vorba doar de o mişcare eustatică sau de o mişcare de subsidenţă a ţărmului respectiv.

Ca urmare a variaţiilor de nivel ale apelor Mării Negre şi a modificării liniei ţărmului prin construcţia de cordoane litorale, se explică linia de *faleze moarte* ce se întîlnesc pe latura interioară a lagunei sau pe ţărmurile actualelor limane, unde şi-au pierdut însă multe dintre caracterele specifice de faleză, valurile limanelor fiind mici, iar acţiunea lor abrazivă neînsemnată, cum se poate observa chiar în jurul limanului Techirghiol (fig. 197).

2. GHEŢARI ŞI NIVAŢIE

În geomorfologia aplicată la condiţiile ţării noastre, acţiunea gheţarilor şi a nivaţiei ocupă un loc puţin important. Ambele aparţin munţilor înalţi: primele, doar ca forme relicte cuaternare, întrucît limita zăpezilor persistente actuale depăşeşte altitudinea celor mai înalte vîrfuri ale munţilor noştri, iar ultimele, actuale, dezvoltîndu-se sporadic tot la mari înălţimi. Teritoriile pe care se înscriu asemenea forme însumează mai puţin de 1% din suprafaţa totală a ţării, iar localizarea acestora în zona alpină şi subalpină nu afectează de fapt nici domeniul agricol, nici pe cel forestier, nici mari construcţii de interes industrial etc. Ele vizează păşunile, drumurile şi cabanele turistice, staţiunile meteorologice de altitudine etc.

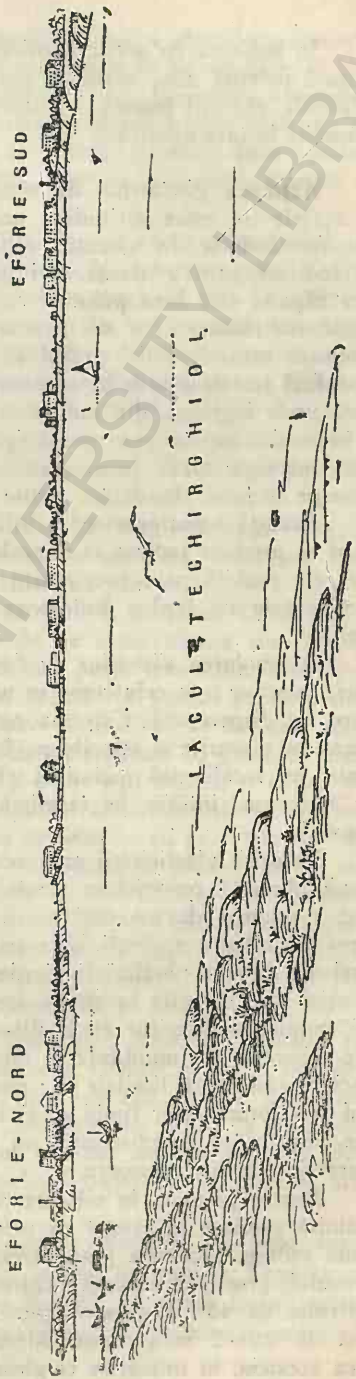


Fig. 197. — Limanul Techirghiol, faleze false; în fund, perisipul dinspre mare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În legătură cu aceste considerente limităm expunerea de faţă la o prezentare sumară privind doar acţiunea gheţarilor de munte (celelalte tipuri de gheţari — inlandsis, gheţarii marini, — nepreocupînd tratarea de faţă) şi a proceselor nivale obişnuite în ţara noastră.

Acţiunea gheţarilor de munte. Acumularea zăpezilor este posibilă numai în etajele de mare altitudine unde zăpada poate dăinui de la un an la altul transformîndu-se în gheaţă. Acumularea se produce fie direct din ninsoare, fie indirect prin avalanşe, ori prin troieniri de vînt. În stare primordială, în care zăpada este încă puhavă, cu spaţii pline de aer între cristalele ei rămurate, depunerea numită *névé* sau *firn* are o densitate medie sub 0,1. Cu timpul, datorită presiunii exercitate de stratul de zăpadă de deasupra, topirii prin insolaţie la suprafaţă (cu deosebire în anotimpul cald) şi infiltrării picăturilor în masa de zăpadă unde îngheaţă din nou, a transferului de materie la scara atomilor, zăpada se îndeasă şi devine grăunţoasă *(glace de névé* sau *firn ice)*. Procesul continuă pînă cînd întreaga masă fuzionează sub formă de gheaţă, bulele de aer dispărînd aproape cu totul, densitatea medie ajungînd pînă la 0,9.

Această transformare se înfăptuieşte mai repede în ţinuturile cu sezon cald (cînd se produce topirea la suprafaţă) şi mai ales în cele oceanice, unde acumularea este grăbită prin precipitaţii mai bogate, şi întîrzie în ţinuturile polare sau continentale cu îngheţ îndelungat. În Groenlanda procesul durează cîteva decenii.

Acumularea zăpezilor cu formarea gheţarilor este posibilă numai pe suprafeţele concave ; pe cele convexe moleculele de zăpadă, avînd o energie liberă mai mare, se dispersează. Extrema negativă a fenomenului de acumulare se înregistrează pe piscurile şi stîncile povîrnite, care, deşi situate în zona zăpezilor permanente, nu localizează niciodată gheţari, dominînd *névé*-urile din jur cu siluetele lor stîncoase, intrate în terminologia geografică prin denumirea eschimosă de *nunatak*.

Datorită plasticităţii sale remarcabile, gheaţa se mulează după locurile ce ocupă. Această proprietate creşte cînd temperatura se apropie de zero grade şi cînd presiunea devine mai mare prin acumulări continue. Aşa se explică punerea în mişcare a gheţii, care trebuie privită ca un *bilanţ glaciar*, adică o sumă algebrică între acumulări şi pierderi prin ablaţie (care se pot datora fuziunii, evaporaţiei etc., datorite la rîndul lor radiaţiei solare, convecţiei aerului cald, radiaţiei termice a stîncilor etc.). Bilanţul acesta variază aşadar în raport cu condiţiile climatice de umiditate şi temperatură. Cînd acesta este egal cu zero calota glaciară rămîne în limitele ei ; cînd este pozitiv, gheaţa se pune în mişcare înaintînd sub forma unor limbi ce-şi fac loc prin deschiderile oferite de relief ; cînd este negativ se înregistrează un recul, o mişcare a volumului gheţarilor, fapt generalizat în zilele noastre.

Pentru punerea în mişcare a gheţii mai este necesar ca aceasta să aibă o anumită grosime în raport cu panta pe care se află situată (grosime critică). La pante reduse, grosimea gheţii trebuie să fie mare. De exemplu la 1° înclinare a terenului, grosimea minimă pentru punerea în mişcare este de 60-65 m ; la pante povîrnite de 45°, gheaţa se pune în mişcare chiar dacă nu formează decît un strat de 1,2—2 m grosime. Mecanismul curgerii gheţii se bazează pe plasticitatea acesteia, în mişcările ei gheaţa putînd suporta schimbări de formă şi mulîn-

du-se după relieful peste care trece. Totuşi curgerea plastică a gheţii are limitele ei. Ea cedează pe planuri puternic înclinate sau în porţiunile de strangulare, lăsînd locul unei scurgeri vîscoase cu deformări, crăpături etc. Depăşind asemenea porţiuni critice, prin fuziune gheaţa revine la curgerea plastică. Un exemplu în această privinţă este lipsa de aderenţă a gheţii la pereţii stîncoşi, unde rămîne întotdeauna o crăpătură destul de largă (datorită pare-se diferenţei termice a stîncii) numită *rimaye*.

Viteza de curgere a gheţii este variabilă, fiind în raport în primul rînd cu panta. Marile calote glaciare continentale (inlandsis) au în genere o viteză foarte redusă. Limbile gheţarilor de munte înregistrează viteze mari de 700 — 1 300 m pe an în Himalaia, putînd ajunge la 12-14 km pe an în unele părţi din Alpi, viteza record înregistrîndu-se la unii gheţari din Alaska, de 24 km pe an. Dar viteza mare este condiţionată şi de o acumulare bogată, astfel schimbarea bilanţului glaciar ar duce la diminuarea rapidă a dimensiunilor limbii şi apoi a calotei glaciare. Întrucît limbile de gheaţă depăşesc în curgerea lor limita inferioară a zăpezilor permanente, se admite o subîmpărţire a corpului gheţarului în două părţi : una de alimentare, alta de curgere.

Prin presiunea exercitată datorită greutăţii corpului gheţii şi prin frecarea produsă prin mişcarea acesteia, se efectuează o eroziune specifică, eroziunea glaciară numită şi *exaraţie*. La aceasta contribuie şi roaderea prin materialele purtate (bolovani, pietre etc.) încorporate gheţarului, pe margini şi pe fund. Dacă liniile mari ale procesului eroziunii glaciare, adică cele de pe urma cărora rezultă pereţii apropiaţi de verticală şi fundurile plate, sînt mai puţin cunoscute, fasonarea de amănunt este în genere mai bine precizată în ştiinţă. În cadrul acesteia din urmă se diferenţiază : procese de *raclaj* şi de *şlefuire*. Cele dintîi se datoresc scrijelării pereţilor stîncoşi de către blocurile şi pietrele încorporate în gheţar, rezultînd *şănţuleţe (cannelures)* largi de 5-50 cm şi de 2-5 ori mai adînci, şi *striuri* de cîţiva milimetri adîncime, lesne şterse de dezagregările şi alterările ulterioare. Procesele de şlefuire, datorite eroziunii gheţii pure sau amestecate cu particule fine de rocă de felul nisipului denumite *făină de gheţar*, dau naştere microformelor rotunjite de felul *spinărilor de berbec (roches moutonnées)* atît de frecvente pe porţiunile de domolire a pantei. La acestea se mai adaugă a treia categorie de procese, cele de cioplire *(délogement de blocs* în fr., *quarrying* în engl.), care se manifestă mai cu seamă asupra rocilor diaclazate pe pante accentuate, unde se pot efectua desprinderea şi chiar smulgerea unor particule relativ mari.

Din îmbinarea acestor acţiuni şi a altora încă puţin cunoscute, rezultă ca forme mari *circurile* şi *văile glaciare*. Primele, numite şi *căldări glaciare*, sînt depresiuni semicirculare cu pereţi abrupţi şi fundul uşor ondulat, închise spre aval printr-un zăvor în contrapantă. Unele circuri mai complexe au profil în scară, iar pe fundul lor prezintă deseori adînciturі cu contur circular numite *marmite glaciare*, în care după topirea gheţarului se adună apele, formînd lacuri glaciare atît de caracteristice peisajului alpin.

S-au încercat mai multe clasificări ale circurilor glaciare, fie după conturul lor (simple, îngemănate, complexe, întîlnite la noi în munţii Făgăraş şi Retezat, ori în rozetă în jurul Vîrfului Omul din Bucegi), fie după forma adînciturii (cu abrupturi uniforme sau în trepte), fie în raport cu structura geologică (consecvente, subsecvente etc. sau astructurale).

Rar circurile se prezintă izolate şi formează încrustări repetate la marginea platformelor şi a *crestelor alpine,* cam la aceeaşi altitudine. Acestea din urmă iau naştere prin apropierea circurilor de pe versanţii opuşi care îngustează treptat culmea muntelui (fig. 198). Pe alocuri crestele alpine ferestruite capătă aspecte crenelate sau de lamă de ferăstrău, ceea ce se cunoaşte la noi sub denumirea populară de *custuri* (*karling*), cu *vîrfuri piramidale* (*horn* în fr.) de felul vîrfurilor Urlea, Moldoveanu, Peleaga etc. şi încrustături adînci numite *portiţe* — Portiţa Negoiului, Portiţa Arpaşului din Făgăraş etc. Alături de aceste forme mari se înscriu şi numeroase forme de microrelief în care procesele criogene au un rol hotărîtor : *turnuri, colţi, ace* etc.

Cea de-a doua formă majoră, *valea glaciară,* se datoreşte eroziunii limbilor de gheaţă care se prelungesc în aval de circurile glaciare. Aceasta se caracterizează prin profilul ei transversal în U, cu flancurile abrupte şi fundul concav, spre deosebire de văile fluviale în V. Văile glaciare, care, invers decît cele fluviale, se formează prin eroziune progresivă din amonte spre aval, se reunesc adesea prin *confluenţe,* în aval de care dimensiunile gheţarului cresc. Un fenomen specific la gheţarii de vale, neîntîlnit la apele curgătoare, este cel de *transfluenţă,* care face legătura între alte două văi glaciare (fig. 199). În relieful glaciar acestea se păstrează cu forme tipice, numite cam impropriu *şei de transfluenţă,* întrucît au pereţii povîrniţi şi nu evazaţi.

Se dau exemple, e drept destul de rare, de văi glaciare în formă de V ca în Haute Maurienne sau în vecinătate de Mont Doré din Masivul Central Francez. Aceasta se explică fie prin eroziunea torentului de sub gheţar, care adînceşte profilul pe firul văii, fie chiar prin eroziunea gheţarului care, în anumite condiţii locale, devine mai intensă pe firul văii (36).

Caracteristic pentru văile glaciare este profilul lor longitudinal în trepte şi chiar în contrapante, fapt ce se explică prin micşorarea intensităţii eroziunii pe planurile mai puternic înclinate, unde gheaţa curge mai repede, se subţiază şi crapă producînd *crevase,* avînd o mai intensă acţiune de roadere în porţiunile de încetinire a pantelor, unde gheaţa se adună şi se menţine mai îndelungat. De-a lungul văilor glaciare se formează astfel o succesiune de lărgiri numite *marmite* (*ombilics* în fr.), care corespund cu porţiunile concave din profilul longitudinal, prezentînd pe alocuri adîncimi de zeci sau chiar sute de metri sub nivelul pragurilor, şi strangulări (*verrous* în fr.), corespunzînd pragurilor mai înălţate. Marmitele păstrează frecvent mici lacuri glaciare (a doua categorie de lacuri glaciare în afara celor de circ), *lacurile glaciare de vale* (fig. 200).

Pe lîngă aceste caracteristici diferite faţă de cele ale profilului văilor fluviale, se mai adaugă independenţa nivelului de bază de cel marin, gheţarii putînd săpa depresiuni sub nivelul acestuia, cum este cea în care sălăşluiesc apele lacului Garda adînc de —295 m. Prin colmatare lacustră ulterioară ele îşi mai înalţă fundul (*criptodepresiuni*). Explicarea depresiunilor largi prin confluenţe glaciare, iar a pragurilor prin aflorarea unor roci mai dure, corespunde în mare parte realităţii, dar există frecvente cazuri în care asemenea explicaţii sînt nesatisfăcătoare.

În profilul transversal al văilor glaciare se remarcă, în afara pereţilor verticali, prezenţa unor *umeri* (*replats, épaulements* în fr.) înşiraţi cam la aceeaşi al-

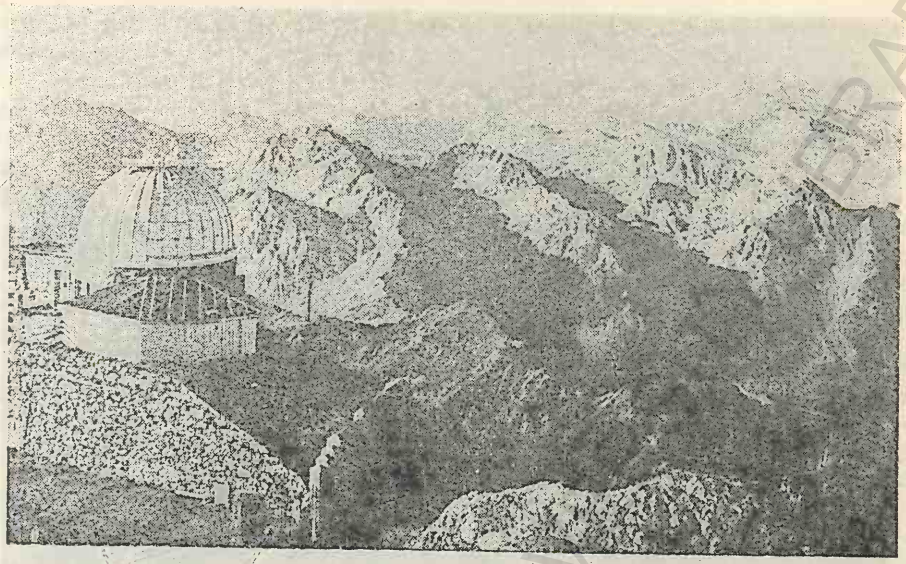


Fig. 198. — Creste alpine în Pirinei (Mt. Perdu 3 352 m).

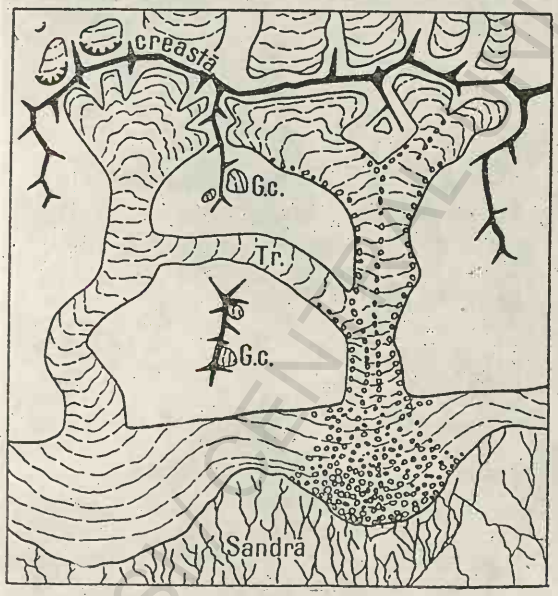


Fig. 199. — Transfluenţă (*Tr*) la un gheţar de tip alaskian; *G.c.*, gheţar de creastă (după Derruau).

titudine de o parte şi de alta a văii, care capătă astfel pe alocuri aspect de trepte.

S-au dat explicaţii diferite umerilor de vale glaciară, după care s-ar părea că aceştia se datoresc subsăpării unui gheţar de dimensiuni mai reduse într-o vale glaciară largă care a aparţinut anterior unui gheţar de vale mult mai mare (36). Unele cercetări întreprinse la noi par să indice şi o contribuţie nivală în

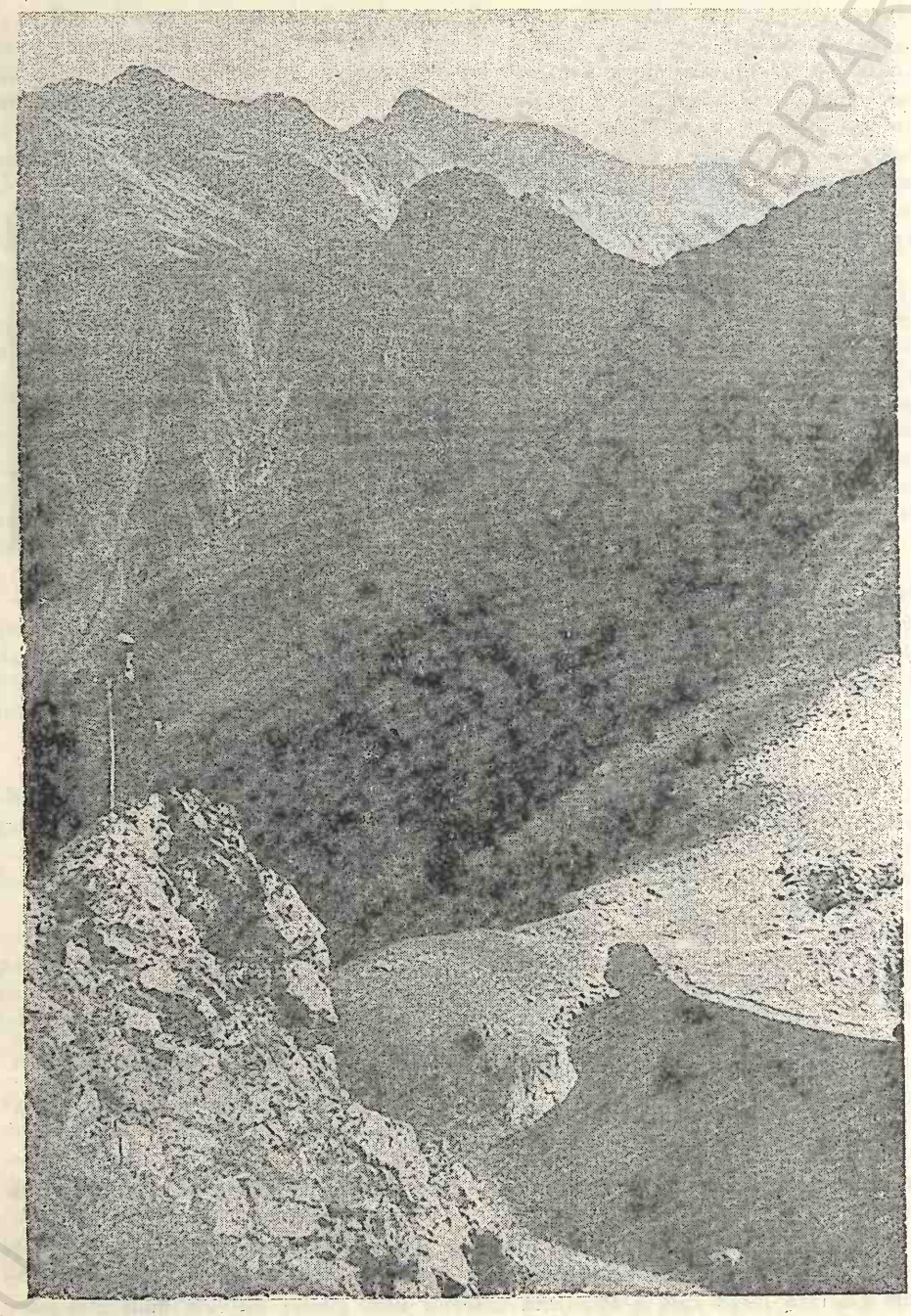


Fig. 200. — Lacul Avrig din Munţii Făgăraş (foto G. Iuraşog).

BCU LIBRARY

perioada dintre cele două glaciaţii, care a participat la formarea treptelor şi nişelor preluate de glaciaţia următoare (252).

Depunerile glaciare, datorită materialelor purtate de gheţari, dau naştere de asemenea unor forme caracteristice. În faza de formare a gheţarului şi de tîrîre lentă, acesta se încarcă cu fragmente de rocă de diferite dimensiuni: unele mai fine (praf, nisip) depuse de vînturi, altele mai mari aduse de avalanşe, dislocate de pe margini prin eroziune, prin procese de gelivaţie etc. În porţiunile în care materialul acesta detritic este abundent formînd un înveliş gros la suprafaţa gheţarului, întîrzie sau chiar împiedică local topirea acestuia, dînd naştere unor microreliefuri specifice cu forme pozitive ca nişte movile, valuri, mese de gheaţă etc., iar unde învelişul protector lipseşte se produc adîncituri în corpul gheţarului.

Transportate deasupra sau încorporate în masa gheţarului, aceste particule de mărimi şi consistenţe diferite alcătuiesc *morenele*. După poziţia lor se deosebesc: *morene laterale, mediane,* rezultate din precedentele în urma confluării gheţarilor, *interne,* prin pătrunderea celor de la suprafaţă în corpul gheţarului, *de fund,* ce acoperă patul văii glaciare, *frontale,* depuse la capătul limbii de gheaţă dincolo de limita inferioară a zăpezilor persistente, unde aceasta se topeşte.

Cu cît gheţarul se apropie sau înaintează sub această limită, dedesubtul platoşei lui solide se formează o scurgere a apelor topite, un pîrîiaş al gheţarului care devine un rîu puternic la capătul acestuia. Asemenea ape curgătoare de sub gheţari, transportă însemnate cantităţi din materialele mărunte ale morenei de fund, exercită ele însele o eroziune asupra fundului albiei glaciare, de pe urma căreia rezultă şi materiale proprii (fluviale) pe care rîul le amestecă cu cele glaciare, rezultînd depuneri *fluvio-glaciare.* La periferia morenelor frontale, care se întind ca nişte ghirlande înălţate, depozitele fluvio-glaciare sînt pe alocuri dispuse în largi amfiteatre ca nişte mari conuri cu colină domoală sau ca nişte cîmpii piemontane de forme caracteristice numite *sandre.* Cu acestea se face trecerea spre formele rămase de pe urma gheţarilor de tip inlandsis.

Unele sandre în ţinuturile cu climat rece ocupă suprafeţe de sute de kilometri, cum sînt cele din Islanda, din Peninsula Scandinavă etc. Acestea sînt însă mai ales depuneri vechi cuaternare, rezultate de pe urma unei activităţi glaciare mult mai intense. La partea interioară a arcului morenelor frontale, adică spre capătul inferior al văilor glaciare, se formează un fel de movile puţin proeminente, numite *kame,* ce dau un relief ondulat de asemenea caracteristic. La marginile limbii de gheaţă, morenele se dispun în şiraguri înălţate „ca nişte terasamente de cale ferată", cum au fost comparate, alcătuind valuri morenaice laterale numite după un termen suedez *ôsar* (singular *ôs*), înalte de 20—70 m şi alungite uneori pe mai mulţi kilometri. Şi acestea cuprind, în afara materialului morenaic, şi aluviuni datorite torenţilor ce formează complexul de la capătul limbii gheţarului.

Formele de eroziune şi acumulare glaciară şi nomenclatura lor sînt mult mai largi decît cele sumar menţionate aici. Ne-am mărginit numai la cele legate de gheţarii de munte şi dintre acestea mai ales ce s-au observat în ţara noastră sau în regiuni cu condiţii asemănătoare ţării noastre.

Modelarea nivală. Aceasta se deosebeşte sub unele aspecte de cea glaciară. Procesele nivale se produc, atît în plină zonă a zăpezilor permanente, unde

cu deosebire în anotimpul cald îşi împart domeniul de activitate cu gheţarii, cît şi în mod sporadic sub limita zăpezilor permanente, unde condiţiile climatice favorizează stagnarea zăpezii 6—8 luni din an, chiar dacă în scurtul anotimp de vară se topesc cu totul. În această de-a doua situaţie ele lucrează discontinuu în porţiunile mai adăpostite, în mici depresiuni sau sub versanţii umbriţi etc. din zona alpină şi sub alpină. Procesele nivale au început să fie studiate la noi de puţină vreme. În afara unor semnalări mai vechi începînd cu cele ale lui Emm. de Martonne (188), se pot menţiona cercetările mai de detaliu asupra formelor nivale din Retezat şi Făgăraş (53), (265), din Bucegi (259), Parîng (253) şi cu deosebire capitolul despre relieful crionival din Masivul Godeanu (264), care poate sta la baza tipologiei formelor nivale din munţii noştri.

Aceste cercetări arată că fenomenele nivale au o frecvenţă mult mai mare în munţii noştri decît se bănuia.

Nivaţia lucrează mai cu seamă sub formă mecanică, prin presiunea directă ce exercită asupra rocilor şi depozitelor de cuvertură, ori prin mişcările violente în care zăpada este antrenată în anumite condiţii de pantă şi temperatură *(avalanşe)*; se adaugă însă şi o acţiune fizico-chimică a apelor rezultate din topirea zăpezii, exercitată asupra depozitelor de cuvertură şi învelişului de sol fie prin alterare (cu scoaterea la suprafaţă a oxizilor de fier, care dau pietrelor şi stîncilor o patină brun-roşcată), fie prin dizolvare directă a calcarelor (prin formarea lapiezurilor şi chiar a dolinelor).

De pe urma acestor procese rezultă un microrelief specific cu *depresiuni nivale,* ce se produc din îmbinarea acţiunilor de presiune directă şi de infiltrare a apelor de topire, ceea ce provoacă o tasare a materialelor afînate şi o antrenare a particulelor mai fine sau solubile în jos prin interstiţiile rocilor alterate de dedesubt. Depresiunile nivale capătă o mai mare dezvoltare pe platformele de munte (cum este platforma înaltă Borăscu în muntele Scărişoara din Godeanu la 2 150 m altitudine sau pe aceeaşi platformă din muntele Berevoescu sau Luţele din Făgăraş etc.) sau în şeile şi curmăturile de pe culmile înalte (ca de exemplu în curmătura Calea Carelor din Făgăraş). Asemenea depresiuni au de regulă doar cîteva zeci de metri lungime, formă ovală, prezentîndu-se ca nişte concavităţi fără scurgere, în care se adună şi apele ploilor. Ca adîncime pot varia de la 1-2 m pînă la 10-15 m, cum este depresiunea citată din curmătura Calea Carelor (lungă de 70 m şi largă de 30 m).

Uneori apar depresiuni nivale chiar pe culmi sau în apropierea acestora, prezentînd forme foarte alungite şi înguste ca nişte şanţuri, numite popular *scochine* (53), cu profil asimetric, datorită cornişelor de zăpadă ce se acumulează pe culmi în timpul iernii. Asemenea microforme se întîlnesc în curmăturile Sîmbetei, Zîrnei ş.a. din Făgăraş (263). Depresiuni alungite se găsesc şi în Retezat între vîrfurile Măriei şi Gruniului etc. sau în Godeanu pe culmea Prislopului, pe culmea Mocirliu etc. (264).

Mici depresiuni nivale se află şi în unele circuri sau văi glaciare pe depozitele de grohotişuri la poalele versanţilor, avînd adîncimi doar de 2-5 m. Exemple de asemenea forme sînt în căldările Hîrtopul Ursului, Arpaşului, Negoiului ş.a. (53) în Făgăraş sau pe văile Vlăsia Mică şi Soarbele în Godeanu (264). Uneori aceste mici depresiuni sînt asociate cu acumulări nivale de felul *potcoavelor nivale.*

Alte forme specifice sînt *nişele de nivaţie* care se dezvoltă cu deosebire la schimbarea de pantă dintre platformele înalte şi versanţii puternic înclinaţi, mai ales cu orientare nordică, unde zăpada persistă mai îndelung. Nişele de nivaţie apar de regulă izolate către obîrşiile unor văi torenţiale, modelînd relieful preexistent al acestora. Activitatea acestor procese capătă proporţii maxime primăvara, cînd prin apropierea de punctul de topire zăpada se bătătoreşte devenind grăunţoasă ca un firn. Prin apele de topire, prin presiune, prin procese asociate de gelivaţie şi chiar de eroziune de suprafaţă, repetate alternativ, ia naştere nişa cu formă de pîlnie, avînd pereţii mai slab înclinaţi, dar fundul totuşi plat, făcînd tranziţia între circul glaciar şi obîrşia torenţilor. Ele nu se întîlnesc aproape de loc pe crestele înalte unde domină circurile glaciare, ci pe un plan mai coborît, ca de exemplu pe muntele Borăscu, pe şaua Plaiului Mic din Retezat, la obîrşia Zîrnei sau Urlei din Făgăraş etc.

În afara acestor forme rezultate de pe urma acţiunii lente a nivaţiei, iau naştere şi forme de relief datorite acţiunii violente, distructive a *avalanşelor,* care se produc mai ales pe versanţii puternic înclinaţi, mai ales la începutul primăverii, cînd are loc topirea intensă la suprafaţă. Această acţiune mecanică rapidă este considerată o formă de eroziune care contribuie în mare măsură la modelarea versanţilor din zona alpină şi subalpină, un fel de torenţi ai zăpezilor (53). Prin mişcarea ei violentă, zăpada antrenează mari cantităţi de material detritic, iar prin curgerea repetată pe aceleaşi trasee dă naştere la *jgheaburi de avalanşe* largi pe alocuri de zeci de metri. Pe aceste adîncituri urmează în timpul verii şi şuvoiul apelor torenţiale, care continuă adîncirea produsă de zăpadă. Din această conlucrare alternativă, jgheaburile de avalanşe se dezvoltă mereu, se adîncesc, transportă mari cantităţi de grohotiş, pe care-l depun la baza versanţilor în conuri neregulate şi deseori intersectate prin rupturi produse de violenţa avalanşelor. În munţii noştri se semnalează frecvente jgheaburi de avalanşe în Carpaţii Meridionali (de exemplu pe povîrnişurile nordice şi estice ale Masivului Godeanu).

Între formele de acumulare nivală, cele mai caracteristice sînt *potcoavele nivale* semnalate încă acum circa cinci decenii de Emm. de Martonne în Făgăraş în văile Muşeteica şi Urlea (188). Acestea sînt alcătuite din material de grohotiş colţurat (deci deosebit de materialul morenaic) depus în formă semicirculară, cu concavitatea spre partea superioară a pantei, de unde mica depresiune nivală se închide, în care se pot menţine apele unor mici lacuri pe nedrept considerate de turişti drept glaciare. Cercetările mai recente au identificat multe asemenea forme de acumulare nivală în Iezerul Mare, Groapele sub vîrful Muşetescu şi lîngă lacul Podragul din Făgăraş sau în circurile Bonţica şi Gropiţa din complexul glaciar Cîrnea, în căldarea Borăscu Mic etc. din Godeanu (264).

Forme glaciare relicte în România. Cele mai frecvente forme glaciare — relicte cuaternare — se găsesc în Carpaţii Meridionali, în Masivul Rodnei şi mai reduse în Munţii Maramureşului, Masivul Căliman şi în Bihor (fig. 201). Cercetările asupra formelor glaciare din Carpaţii româneşti au început încă din primii ani ai secolului nostru cu studiile lui Emm. de Martonne din 1903 şi 1907 pentru Carpaţii Meridionali, urmate de o vedere de întreg asupra tuturor Carpaţilor de L. Sawicki (269) şi de un mare număr de lucrări de amănunt asupra diferitelor masive muntoase mai reprezentative sub raportul res-

turilor glaciației cuaternare, unele dintre ele de remarcabilă valoare. O sinteză privind întregul munților noștri a fost întocmită pentru Congresul internațional de geografie de la Stockholm în 1960 (265). Pe baza acesteia și a cîtorva lucrări

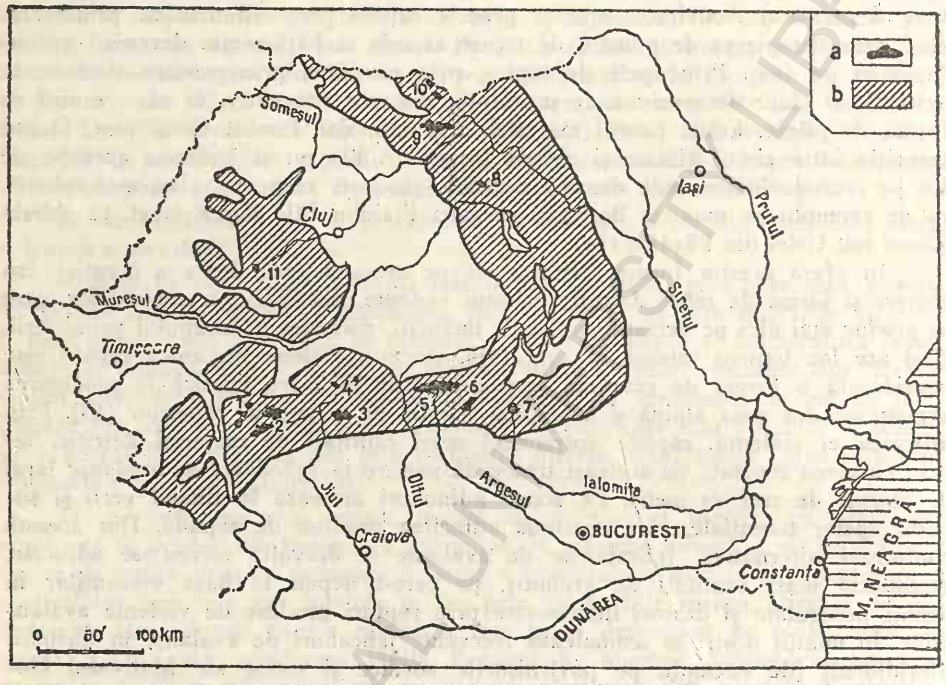


Fig. 201. — Schița cu răspîndirea formelor glaciare în România. *a*, Munți cu urme glaciare: *1*, Masivul Țarcu; *2*, Retezat — Godeanu; *3*, Parîng; *4*, Sebeș; *5*, Făgăraș; *6*, Iezer; *7*, Bucegi; *8*, Căliman; *9*, Rodna; *10*, Maramureș; *11*, Bihor; *b*, zona muntoasă.

regionale, dăm scurta prezentare de mai jos asupra formelor glaciare întîlnite în munții noștri.

Între aceste forme, cele mai frecvente sînt *circurile*, ceva mai puțin răspîndite sînt *văile glaciare* și pe alocuri și unele forme de interfluvii. De pe urma analizelor făcute în legătură cu caracteristicile acestor forme s-a putut identifica existența în munții noștri a două tipuri de ghețari cuaternari: de circ și de vale; pe alocuri pare să fi existat și ghețari de platformă.

Circurile glaciare, situate în genere la peste 2 000 m altitudine, sînt cunoscute sub mai multe denumiri populare după loc: *căldări, zănoage, găuri* etc., ceea ce se justifică pe de o parte prin trăsăturile atît de caracteristice pe care aceste forme la imprimă peisajului alpin din țara noastră, de pe altă parte prin nuanțele de deosebire recunoscute chiar de oamenii muntelui între diferitele feluri de circuri glaciare. Acestea prezintă la noi două tipuri distincte. Cele mai răspîndite sînt *circurile simple*, izolate sau alcătuind grupări, prezentîndu-se cu pereți puternic povîrniți și fund plat sau ușor vălurat, menținînd deseori apele

unui lac. La înălţimi de peste 2 300 m se întîlnesc *circurile complexe*, mult mai adînci şi mai largi, cu marginile festonate, formînd mai totdeauna asociaţii care indică organisme glaciare ramificate prin *confluenţe* ale limbilor de gheaţă şi chiar prin *transfluenţe* (cum este cea semnalată la Pojarna, ori cea de la Portiţa Negoiului în Munţii Făgăraş, între valea Negoiasa şi Cimpoiasa din Masivul

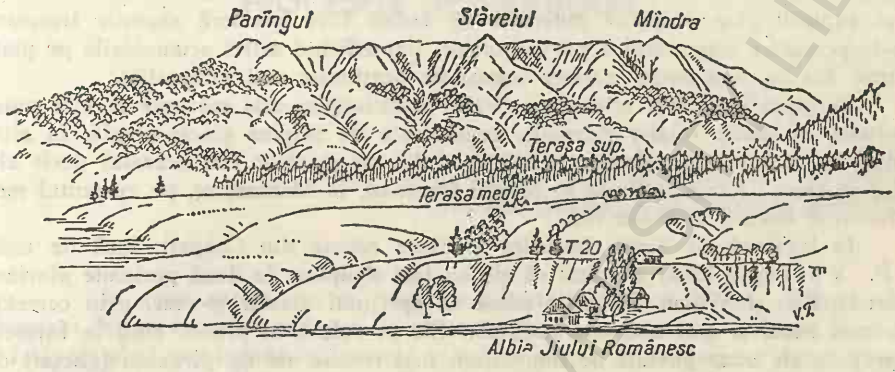


Fig. 202. — Masivul Parîngul văzut de la Paroşeni (Depresiunea Petroşani).

Rodnei). Din aceste circuri complexe se desfac în jos văi tipice cu profilul în U. La circurile complexe sînt frecvente microformele în trepte din pereţii stîncoşi laterali, ori ondulările în *spinări de berbeci (roches moutonnées)* de pe fund, pragurile şi depresiunile ocupate de lacuri glaciare adînci pînă la 17 m (lacul Bucura) etc.

Între complexele de circuri de pe povîrnişurile opuse ale munţilor înalţi, eroziunea a dat naştere *crestelor alpine* sau *custurilor*, care contribuie la pitorescul culmilor muntoase ale Făgăraşului, Parîngului (fig. 202), Retezatului etc., cu vîrfuri piramidale şi tot complexul de forme menţionate.

Văile glaciare sînt de regulă mai numeroase şi mai bine dezvoltate pe povîrnişul nordic al munţilor, cu excepţia zonelor unde abrupturi tectonice (în Făgăraş sau în Retezat) au stînjenit formarea lor. În aceşti munţi ele au căpătat proporţii mai însemnate pe povîrnişurile meridionale unde văile ajung la 6-8 km lungime, putînd coborî pînă la 1 400 — 1 500 m altitudine, şi unde prezintă rupturi de pantă în profilul longitudinal, cu umeri în profilul transversal (văile Bîlea şi Capra din Făgăraş).

Cercetările mai noi (53) au diferenţiat în munţii noştri mai multe tipuri de văi glaciare: *longitudinale*, sculptate de-a lungul unor sinclinale (valea Lăpuşnicului Mare), ori pe flancuri de anticlinale (văile Bîndea, Urlea ş.a. din Făgăraş); *văi transversale*, ce străbat formaţiuni de roci şi structuri diferite, cum se văd prin Parîng, şi *văi mixte*, care-şi schimbă caracterul de la un tip la altul, cum este Valea Zîrna sau Valea Rea din Făgăraş, Cîrnea din Godeanu etc.

În legătură cu roca, se observă anumite îmbinări cu forme specifice de dezagregare (de exemplu cu forme crionivale, cu asimetria văilor în cuestă întîlnite în Ţarcu, în Gugu etc.) sau de alterare (cu forme de eroziune carstică în munţii calcaroşi, ca de exemplu în Soarbele din Godeanu, ori în valea Găuri

din acelaşi masiv sau în conglomeratele din Bucegi), dezvoltate ulterior în postglaciar.

Interfluviile glaciare fasonate de gheţarii de platformă cuprind mai ales forme rotunjite de spinări de berbec *(roches moutonnées)*, pe podul Bucegilor la obîrşia văii Doamnele, în Parîng la nord de circul Găuri, la obîrşia Anieşului în Munţii Rodnei etc. Asemenea forme nu au o largă răspîndire în ţara noastră, fapt explicat prin vînturile puternice de culme care spulberă zăpezile troienindu-le pe partea superioară a povîrnişurilor, împiedicînd astfel acumulările pe platforme. Ele au luat astfel naştere numai pe porţiunile mai adăpostite.

Pe alocuri au fost semnalate circuri embrionare, mai mărunte şi mai puţin evoluate, cu pante relativ domoale, considerate de origine glacio-nivală, la altitudini în genere mai coborîte (1 800 — 1 900 m şi chiar sub aceasta) decît ale celor glaciare ; forme întîlnite în Munţii Căliman, în Maramureş, pe versantul meridional al Rodnei, în Bihor etc.

În legătură cu vîrsta formelor glaciare relicte din Carpaţi, încă de mult I. P. Voiteşti (268) a arătat că ele au fost sculptate în două perioade glaciare diferite, Riss şi Würm. Dovezile aduse în sprijinul acestei ipoteze, prin cercetările mai vechi şi mai noi, sînt multiple. Ele se referă în primul rînd la formele suprapuse ale unor gheţari de dimensiuni mai reduse, de tip pirenian (gheţari de circ), corespunzînd fazei a doua, peste formele mai ample ale circurilor şi văilor mari din prima fază. Uneori ele au fasonat doar marginal vechile circuri mari, cum este în complexul Bucura. Menţionăm de asemenea circurile suspendate lateral deasupra văilor glaciare cam la acelaşi nivel cu primele.

Prezenţa *umerilor* etajaţi în lungul unor văi mai bine dezvoltate arată de asemenea două faze diferite de formare a gheţarilor, întrerupte în etapa interglaciară. Aşa sînt cele două nivele de umeri de pe valea glaciară Capra de la obîrşia Argeşului, distanţate cam cu 100 m altitudine unul de altul. În profil transversal ele arată o suprapunere a două văi glaciare de dimensiuni diferite, corespunzînd probabil una — cea mai dezvoltată — primei perioade, cu glaciaţie mai intensă (Riss), cea de-a doua, mai redusă, glaciaţiei Würm. Fenomenul se repetă şi în valea Arpăşelului din Făgăraş etc.

Depozitele morenaice la rîndul lor arată aceeaşi periodizare. Între puţinele morene frontale păstrate, cea de pe valea Rădoteasa din Godeanu prezintă un val terminal la altitudine de 1 800 — 1 900 m, reprezentînd capătul gheţarului în cea de-a doua epocă glaciară, în care în genere limbile gheţarilor au coborît mai puţin, dincolo de care valea glaciară în U continuă în jos pînă la 1 650 m altitudine, tapisată cu morene de fund, morena terminală fiind acolo remaniată prin eroziune torenţială ulterioară. Fenomenul se repetă pe valea Stîna Mare, pe valea Vlăsia Mare ş.a.

Toate aceste elemente arată constant două faze glaciare succedate în munţii noştri înalţi : prima mai intensă, a doua mai redusă. Elemente de alt ordin aduc precizări în plus pentru susţinerea ipotezei lui I. P. Voiteşti a celor două faze glaciare. Între acestea menţionăm analizele de polen din turbăriile de la Avrig (267) ; studiul celor două cruste ale concreţiunilor calcaroase din peşterile de pe Ialomiţa superioară, despărţite printr-un orizont de pietrişuri rulate de rîu depuse în interglaciarul Riss-Würm (259) ; cele două orizonturi de pietrişuri din piemontul Depresiunii Făgăraş (260) ; cele două etaje ale conurilor de dejecţie din marginea piemontană nordică a Cîmpiei Române (265) etc.

PARTEA A II-A

FACTORI CARE INTENSIFICĂ SAU FRÎNEAZĂ PROCESELE DE MODELARE

Cap. I. INFLUENŢA FORŢELOR ENDOGENE ÎN MODELAREA SCOARŢEI TERESTRE

În acest capitol nu se urmăresc forţele endogene în sine, întrucît ele generează forme de *relief tectogen* de mare amploare, care nu fac obiectul lucrării de faţă, ocupîndu-ne numai de formele de *relief exogen* ce sînt supuse direct transformărilor prin procese de eroziune. Totuşi forţele endogene în anumite manifestări produc schimbări însemnate actuale în peisajul local, schimbări dintre cele ce creează tipuri specifice de peisaje. Fără a exagera rolul forţelor endogene cum fac „mobiliştii", care atribuie acestora însemnătate precumpănitoare în formarea trăsăturilor reliefului, considerăm că influenţa forţelor endogene reprezintă mai totdeauna o dereglare în activitatea agenţilor modelatori, ceea ce duce adesea la intensificarea acţiunii lor, mai rar la potolirea acesteia.

Iată de ce trebuie să relevăm partea lor de contribuţie.

1. MIŞCĂRI TECTONICE LENTE

După cum dovedesc cercetările din ultima vreme, scoarţa terestră se află pretutindeni în continuă mişcare, chiar şi în ariile presupuse rigide, aşa-numitele *scuturi* vechi terestre. Aceste *mişcări oscilatorii* se produc în genere lent, pe nesimţite. Rezultatele acestora nu se observă direct, întrucît desfăşurarea lor depăşeşte durata vieţii omeneşti. Există totuşi semne vădite despre existenţa lor, care din generaţie în generaţie n-au scăpat atenţiei locuitorilor, mai ales în apropierea mării unde schimbarea liniei ţărmului le materializează mai bine.

Se înţelege că modificările liniei ţărmului se pot datora nu numai mişcărilor oscilatorii ale scoarţei terestre, ci pot fi rezultatul mişcărilor eustatice, adică de înălţare şi coborîre a nivelului mării. Cînd este vorba însă de acestea din urmă, mişcările se manifestă egal şi în acelaşi sens pe toată lungimea ţărmului şi în toate mările ce au legături între ele ca în vasele comunicante. Dacă linia ţărmului se modifică inegal şi chiar de sens contrar, aceasta nu se poate datora decît mişcărilor oscilatorii ale scoarţei terestre. Asemenea mişcări au fost identificate

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în multe locuri de sute de ani şi multe observaţii empirice au devenit exemple clasice în ştiinţă.

Cu toate că sînt în genere mişcări lente, acestea influenţează totuşi în decurs de cîteva generaţii nivelul de bază, aducînd schimbări importante în procesele de eroziune şi acumulare. Iată pentru ce chiar şi aceste procese lente interesează desfăşurarea normală a eroziunii, grăbind pe alocuri, frînînd în alte părţi activitatea agenţilor modelatori ai scoarţei.

Mişcările oscilatorii şi consecinţele lor. În decursul timpului s-au emis multe ipoteze privitoare la mişcările scoarţei pămîntului şi la formarea munţilor. Unele dintre acestea au polarizat în jurul lor adevărate „şcoli", care luptau cu înverşunare împotriva altor „şcoli" ce explicau pe căi diferite aceste mişcări (de exemplu neptuniştii şi plutoniştii de la începutul secolului al XIX-lea). Cu toată evoluţia ideilor în legătură cu această importantă problemă, fundamentată pe însemnate descoperiri ale ştiinţei şi pe înregistrări de precizie, ea nu este încă nici astăzi pe deplin rezolvată. De altfel latura teoretică în sine nici nu interesează studiul de faţă. Aici se porneşte de la constatări certe şi numai de la cele ce au legături cu modelarea reliefului în epoca actuală. De felul acesta sînt *mişcările oscilatorii* de înălţare şi coborîre pe verticală cunoscute sub denumirea mai veche de *mişcări epirogenetice,* tot mai puţin uzitată[1]. Asemenea mişcări neîndoielnice s-au înregistrat în toate timpurile şi în toate locurile şi se înregistrează şi astăzi cu intensităţi şi sensuri diferite pe tot globul pămîntesc, în aşa măsură încît o nouă disciplină a ştiinţei — neotectonica — îşi găseşte un vast cîmp de cercetare chiar şi în zonele presupuse rigide cum este Platforma Rusă.

Mişcările oscilatorii sînt în genere lente, seculare, deplasînd pe verticală în bloc ansambluri mari teritoriale, fără ca în interiorul acestora anumite fracţiuni să fie mobile unele în raport cu altele. Realizarea acestor mişcări este dovedită de numeroase exemple de mult cunoscute chiar din manualele şcolare. De felul acesta este cazul coloanelor templului lui Jupiter — Serapis din micul port Pozzuoli din apropiere de Neapole, care prin scufundarea lentă a terenului au fost cuprinse de apele mării sub care au rămas mai bine de un secol, pentru ca din 1538 să iasă iarăşi la suprafaţă înălţîndu-se treptat, astfel că nivelul la care scoicile marine şi-au lăsat cochiliile se găseşte acum la circa 5 m mai sus de nivelul mării. În vremea din urmă acea parte a ţărmului a început din nou să se scufunde în medie cam cu 2 cm pe an. De altfel mişcări asemănătoare se observă şi la insulele din faţă, iar ceva mai la sud insula Capri — vestită pentru pitorescul său — s-a înălţat în vremurile istorice cam cu 200 m, ceea ce se recunoaşte după formele de abraziune marină încrustate pe înălţimile de lîngă ţărmuri (277).

Este de asemenea cunoscută înălţarea scutului feno-scandinav. După ce într-o perioadă mai veche acesta s-a scufundat treptat, astfel că văile dintre Munţii Norvegiei au fost înecate în apele marine şi transformate în *fiorduri*, din postgla-

---

[1] Ieşirea din uz a termenului de *epirogeneză* se datoreşte faptului că unii cercetători au început să-l folosească în înţeles mai restrîns, de exemplu numai pentru mişcările pe verticală de pe continente (H. Termier) sau numai pentru sensul pozitiv al mişcării, adică pentru înălţare (V. V. Belousov), ceea ce l-a făcut incert, lipsit de precizie, putînd astfel să fie lesne înlocuit de termenul nou de *mişcări oscilatorii.*

ciar scutul acesta se află într-o fază de ridicare. Stînci submarine devin insule, golfuri odinioară încăpătoare și adînci pierd mereu în dimensiuni stînjenind funcțiunile portuare etc. În Marea Baltică pe pragul dintre Stockholm și Finlanda, unde se cunosc circa 14 000 de insule, apar mereu altele noi. Ridicarea e însă inegală. Măsurătorile de precizie efectuate în ultima vreme arată că la Västervik (la sud de Stockholm) țărmul se înalță cu 4 mm anual, pe cînd mai spre sud intensitatea ridicării se reduce treptat: la Copenhaga fiind doar 0,6 mm anual, iar pe litoralul german de 0 mm. Această diferențiere explică și tipurile diferite de țărmuri ale Mării Baltice: foarte crestate și cu roiuri enorme de insule în estul Suediei, rectilinii, cu lungi perisipuri și lagune în sud. Urmărind acest fenomen mai spre vest, pe țărmurile Mării Nordului (Olanda îndeosebi), se constată scufundări cărora locuitorii caută să le facă față prin înălțarea continuă a digurilor. În fața acestui țărm, pe bancul Dogger, năvoadele pescărești au scos de la adîncimi mai mari de 25 m măsele de mamut, animale terestre, arătînd că fundul mării a fost pînă nu de mult uscat.

Exemple de felul acesta sînt foarte multe și nu le mai menționăm. Unele țărmuri se ridică relativ repede (de exemplu cu 7,5 mm pe an la Los Angeles) sau coboară relativ repede (—3 mm pe an la Baltimore). Dar nu numai la țărmuri se produc asemenea mișcări. La țărmuri ele au putut fi mai lesne surprinse întrucît există nivelul mării ca reper. Ele nu lipsesc nici în interiorul continentelor. Compararea măsurătorilor de nivelment efectuate cu prilejul ridicărilor topografice indică deformări asemănătoare și pe uscat. Astfel, între două ridicări topografice efectuate la interval de 70 de ani (1862 și 1932) în nordul Indiei, se constată că zona de la poalele Himalaiei pînă la valea Gangelui s-a înălțat cu 1,27 m, adică cu 18,2 mm pe an. De asemenea, pe baza comparării nivelmentelor în regiunea precaucaziană s-a constatat o ridicare de 5—7 mm pe an, iar în Podișul Donețului o ridicare anuală de 6—10 mm.

Cauzele care provoacă mișcările oscilatorii au fost puse pe seama *izostaziei*, mișcările pe verticală avînd tendința de echilibrare gravitațională a blocurilor continentale (sial), în plutirea lor pe sima. În scutul feno-scandinav, despovărarea produsă prin topirea marelui ghețar cuaternar ar explica tendința de înălțare din postglaciar pînă în zilele noastre. Cum însă ideea unei sarcini de felul ghețarilor nu se poate aplica peste tot (de exemplu pe țărmul Italiei la Pozzuoli), cercetările mai noi explică mișcările oscilatorii ca *efect pulsatoriu* al forțelor de expansiune internă (Ussov) sau ca rezultat al unor *maree interne* de mare amplitudine (Le Danois).

Cercetările geologice arată (după schimbările succesive de facies care indică transgresiuni și regresiuni marine) că mișcările oscilatorii s-au manifestat în decursul timpului în toate regiunile globului, cu repetări în sensuri opuse sau în același sens, avînd caracter permanent, dar nu continuu. Ele nu se leagă de o anumită zonă terestră, ci se produc simultan în diferite regiuni ale globului. Prezintă caracter compensator — de sensuri diferite — între regiuni învecinate, pe principiul balanței. Au caracter de periodicitate (283).

Consecințele mișcărilor oscilatorii sînt de un deosebit interes practic prin influențele pe care le exercită asupra activității modelatoare legate de un anume nivel de bază, cum sînt în primul rînd eroziunea apelor curgătoare și abraziunea

marină. Variaţia liniei ţărmului pe care o provoacă mişcările oscilatorii, respectiv modificarea nivelului de bază, reprezintă în genere o dereglare în acţiunea de eroziune şi acumulare a întregii reţele de ape curgătoare permanente legate de acel nivel de bază. O coborîre a acestuia produce o intensificare a activităţii de eroziune, valea intră într-o fază de adîncire necunoscută pînă atunci, care se

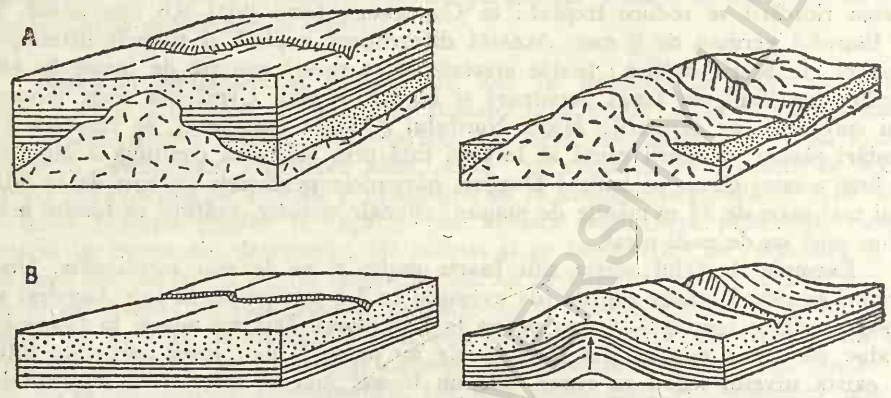


Fig. 203. — Supraimpunerea (*A*) şi antecedenţa (*B*).

transmite treptat pînă spre obîrşii. În profilul longitudinal al văii se creează o treaptă care înaintează spre amonte. Către obîrşii întreg bazinul capătă o agresivitate deosebită. Captările devin frecvente. Străpungerile peste cumpenele de ape devin văi transversale, prelungind bazinele hidrografice dincolo de limitele lor mai dinainte. Apar de asemenea *văi moarte (wind-gaps* în engl., denumire ce arată bănuiala că în lipsa apei văile ar fi fost fasonate de vînturi). Pentru constructor şi pentru ameliorator este de cea mai mare însemnătate determinarea fazei în care se găseşte bazinul hidrografic unde urmează a se proiecta lucrările.

Mişcările oscilatorii ale scoarţei terestre pot pricinui şi adînciri locale, independente de coborîrea nivelului de bază. Sînt semnificative în special două situaţii: aceea cînd în adîncirea lui rîul, după ce a străbătut stratele relativ friabile de deasupra, se încastrează într-un depozit de mică întindere de roci dure, în care-şi sapă o vale îngustă în chei pe traseul exact al celei din rocile mai friabile de deasupra. Faptul devine surprinzător mai tîrziu cînd, roca moale din jur fiind înlăturată, rămîne stînca izolată intersectată de valea îngustă, deşi rîul şi-ar fi putut croi drum cu mai multă uşurinţă pe mangini (fig. 203). Acest proces de *supraimpunere*[1] se observă de exemplu la Stînca Ştefăneşti şi la Ripiceni pe valea Prutului, unde acest rîu intersectează recife calcaroase relativ dure, care apar ca nişte stînci izolate faţă de relieful domol, larg ondulat al dealurilor argiloase din jur. Exemplu cunoscut de vale supraimpusă este porţiunea din valea Haşdatelor numită Cheile Turzii.

O a doua situaţie caracteristică este aceea a adîncirii unei văi într-o formaţiune ce se înalţă local ca o bombare, datorită unei mişcări de boltire. Aceasta

[1] Termenul de *epigeneză* este tot mai puţin utilizat.

este *antecedența* de pe urma căreia rezultă tot o vale îngustă, local adîncită în porțiunea boltirii stratelor.

Un alt mod în care mișcările oscilatorii se pun în evidență morfologică este deformarea traseelor fluviale. În cazul unei înălțări locale a terenului se produce acolo o bombare a teraselor. În succesiunea pe verticală a acestora în profilul longitudinal al văii, se pot urmări de exemplu terase mai vechi mult înălțate, terase medii înălțate mai puțin și terase inferioare nemodificate. Analiza profilului dă, pe de o parte, posibilitatea determinării amplitudinii mișcării de înălțare (diferența dintre altitudinea normală și cea reală, deformată, a terasei), pe de altă parte, posibilitatea stabilirii perioadei cînd s-a produs mișcarea de înălțare a terenului (în cazul exemplului de mai sus, după formarea terasei deformate și înaintea formării terasei nederanjate). Pe aceste elemente de analiză, se și bazează una dintre metodele din ce în ce mai apreciate pentru stabilirea mișcărilor tectonice actuale.

În legătură cu modificările liniei țărmului sub înrîurirea mișcărilor oscilatorii ale scoarței terestre, rezultă o etajare caracteristică a formelor de abraziune marină.

În cazul mișcărilor de înălțare a uscatului, platforma de abraziune împreună cu prelungirea ei submarină, se ridică deasupra nivelului marin ca o treaptă mai înaltă, luînd aspectul unei cîmpii netede cu toate semnele lăsate de abraziune, formă ce devine *terasă de abraziune* ce cuprinde la partea frontală și fosta terasă submarină de acumulare. Prin ridicări repetate se pot forma la țărmul mării mai multe terase etajate. Mai cunoscute sub acest raport sînt cele de pe țărmul scandinav sau cele din vestul Californiei, unde s-au identificat patru asemenea trepte.

În afara consecințelor arătate ale mișcării oscilatorii (care, deși actuale, presupun totuși intervale de timp mai îndelungat), sînt și unele efecte imediate ale acestor mișcări, de care proiectantul trebuie neapărat să țină seamă. Menționăm printre acestea modificările reperelor de nivelment în rețeaua de triangulație, care trebuie întotdeauna reluate în considerație cu multă atenție ; schimbările de regim hidrologic în bazinele de interes hidroenergetic ce survin deseori de pe urma mișcărilor oscilatorii ; schimbările ce se produc în sistemele de irigație fie prin deficiențele de debite, fie prin modificările importante ale nivelelor freatice locale, fapt care a făcut ca unele vechi arii irigate să fie părăsite etc.

Ariile de subsidență. Acestea rezultă, așa cum au fost definite, de pe urma unei anumite categorii de mișcări oscilatorii, și anume a unor mișcări ritmice și intermitente de scufundare a unor bazine de intensă acumulare continentală. De altfel, unii cercetători consideră aceste mișcări negative ca opuse celor epirogenice, care după ei ar reprezenta numai componenta de înălțare. Nu toate mișcările oscilatorii negative sînt considerate însă ca fiind subsidente, ci numai cele ce se produc cu întreruperi și la care scufundarea caută să fie compensată prin depuneri continentale, mai ales proluvio-deluviale, de piemont și de terase[1]. Trebuie să mai adăugăm că scufundarea ariilor de subsidență se face fără rupturi marginale. Procesul a fost explicat astfel : acumulările de mari pro-

[1] Mulți cercetători nu admit contribuția de sedimentare a mării chiar dacă scufundarea se produce la nivele mai adînci decît nivelul general al mărilor.

porţii depăşind la un moment dat rezistenţa limită locală admisă de condiţiile tectonice, se produce o afundare din ce în ce mai accentuată. Afundarea atrage după sine sporirea acumulărilor, în tendinţa de a umple depresiunea formată la marginea unor regiuni înalte. Începe o nouă fază de scufundare, urmată de o nouă acumulare şi aşa mai departe, una atrăgînd şi intensificînd pe cealaltă. Numai aşa se explică grosimea considerabilă a depunerilor şi succesiunea acestora granulometric diferenţiată, de la particule grosiere spre particule tot mai fine (ceea ce arată depuneri de mică adîncime la început şi de adîncime tot mai mare pe urmă), cu reluarea de cîteva ori a unei asemenea succesiuni, ceea ce dovedeşte ritmicitatea fazelor de acumulare şi scufundare.

Ca arie subsidentă tipică este considerat la noi bazinul Petroşani (283), ce reprezintă succesiunea de microconglomerate, gresii, argile, şisturi argiloase şi orizonturi productive de cărbuni, repetată de mai multe ori, ceea ce indică depunere ritmică datorită mişcărilor de scufundare sacadată.

Mai caracteristice din punct de vedere geomorfologic sînt unele arii de subsidenţă de la marginea de nord a Cîmpiei Române, identificate de V. Mihăilescu încă din 1937 şi definite ulterior prin specificul lor local (191). Unele dintre aceste caractere specifice au fost observate şi mai înainte de G. Murgoci, care semnala nivelul freatic de mică adîncime cu frecvente izvoare ascendente şi chiar arteziene, sau de G. Vâlsan, care remarca văile puţin adînci, fără maluri, cu rîuri care îşi părăsesc lesne albiile rătăcind pe suprafaţa aluviunilor recent depuse, ceea ce l-a îndemnat să le denumească *zone de divagare* (denumirea definea efectul, nu indica geneza) (218). La acestea s-au adăugat ulterior şi alte caracteristici : grosimea enormă a depozitelor cuaternare, care după E. Liteanu ating 300 m la Periş, 350 m la Urziceni, cu o succesiune foarte caracteristică a depunerilor, care imprimă acestei zone „aspectul unei vaste lunci" cu absenţa interfluviilor dintre bazine etc. (90) ; dispariţia teraselor fluviale înecate în ordinea inversă a vechimii lor în aceste groase depuneri, ceea ce numea C. Brătescu *terase în foarfecă* ş.a. Analiza comparată a celor mai caracteristice arii din această categorie (Cîmpia Titului, a Vlăsiei de nord, a Gherghiţei, a Siretului inferior etc.) a adus astfel contribuţii importante nu numai la lămurirea subsidenţei din acea parte a ţării, dar şi a definirii raporturilor dintre terasele de la limita nordică a Cîmpiei Române. cu cele din lungul Dunării fig. 204).

Alte cercetări (216) au arătat existenţa unor arii subsidente şi în Cîmpia Tisei, pe Someşul inferior, în bazinul Crişurilor şi în împrejurimile Timişoarei. Această din urmă arie prezintă caracterele cele mai tipice de subsidenţă : convergenţa apelor curgătoare care creau — mai cu seamă înainte de canalizarea şi drenarea regiunii — un exces de ape ce înmlăştinau porţiuni întinse de teren; rîurile lipsite de maluri curg doar prin făgaşul albiilor minore, lipsa unor cît mai reduse interfluvii între diferitele cursuri permiţînd divagarea lor în aşa fel încît pe vremuri se anastomozau cursurile Begăi şi ale Timişului într-un întreg labirint de braţe şi ostroave (fig. 175) ; terasele celor două rîuri bine dezvoltate în amonte dispar începînd de la Recaş sub aluviunile recente ale cîmpiei ; panta talvegului scade aproape de orizontală, apele capătă un curs extrem de leneş în această regiune, iar nivelul freatic apropiat de suprafaţă şi apele ascendente devin cu totul caracteristice. La toate acestea se mai adaugă lipsa cuverturii depozitelor loessoide care caracterizează cîmpiile înalte de la nord şi de la sud

(respectiv cîmpiile Vingăi și Gătaiei). Toate aceste elemente s-au răsfrînt în întreaga istoria a orașului Timișoara, care multă vreme a fost considerată o „cetate a mlaștinilor" (216).

În afara acestor zone subsidente de la limita înălțimilor cu cele două mari cîmpii ale țării noastre, mai precis la periferia depunerilor piemontane, există la noi și alte arii de subsidență caracteristice, trădate în primul rînd prin

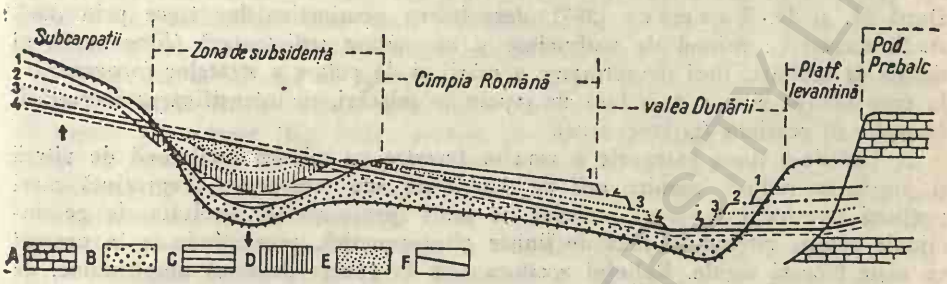


Fig. 204. — Corelarea teraselor (1, 2, 3, 4) de la marginea Subcarpaților cu cele din lungul văii Dunării și coborîrea lor în foarfecă în zona de subsidență (după V. Mihăilescu). *A*, Podișul Prebalcanic, *B*, depozitele terasei superioare, *C*, medii, *D*, inferioare, *E*, depozite recente, *F*, talvegul actual.

convergențele hidrografice (piețe de adunare a apelor), prin înecarea teraselor, părăsirea recentă a unor cursuri etc. Cu totul caracteristică sub acest raport este Cîmpia Siretului inferior, în care comparația reperelor de nivelment între ridicările topografice din ultimul deceniu al secolului al XIX-lea și cele recente arată o scufundare lentă (în medie 3-5 mm pe an). Delta Dunării face parte de asemenea din marea arie de subsidență ce se întinde între Focșani-Galați-Perekop, ceea ce explică înaintarea relativ mică (și pe alocuri, cum e la sud de Sulina și la Periteasca, cu regresiune) pe care o prezintă această deltă în domeniul maritim, cu toată imensa cantitate de aluviuni aduse de Dunăre, cantitate echilibrată în parte prin scufundarea lentă la care este supusă această regiune.

Studiul ariilor de subsidență prezintă un deosebit interes practic atît în legătură cu posibilitățile de captare ale bogatelor ape ascensionale de care dispun, cu legăturile lesnicioase transversale ce se pot stabili între bazinele hidrografice prin canale, pentru folosirea în scopul irigațiilor a apelor freatice foarte apropiate de suprafață etc. Constructorii la rîndul lor nu trebuie să piardă din vedere că în frecvente cazuri asemenea arii prezintă o seismicitate accentuată.

Importanța mișcărilor neotectonice. În vremea din urmă se acordă o atenție deosebită mișcărilor cuaternare și actuale ale scoarței terestre, cuprinse sub denumirea de *mișcări neotectonice*. Acestea se încadrează în cea mai mare parte în categoria mișcărilor oscilatorii verticale și doar într-o mult mai mică măsură între cele de cutare *(mișcări orogenetice)*. Pentru urmărirea acestor mișcări sînt necesare unele lămuriri prealabile în legătură cu caracteristicile structural-dinamice ale scoarței terestre.

Istoria geologică a pămîntului arată că încă din precambrian s-au diferențiat două tipuri de regiuni, cu evoluție fundamental diferită : zone de mobilitate

accentuată şi masive rigide. Cele dintîi, numite *geosinclinale*[1], reprezintă arii terestre cu mişcări oscilatorii de viteze şi amplitudini foarte mari în ambele sensuri — o scufundare puternică fiind urmată de o ridicare de mare amploare — şi de inegală valoare, de pe urma cărora rezultă o structură cutată. Date fiind diferenţierile pe sectoare ca viteze şi sens ale mişcărilor oscilatorii, geosinclinalele prezintă în genere un relief frămîntat cu contraste între porţiunile înalte supuse unei eroziuni intense şi cele joase de acumulare accentuată, foarte caracteristice. După H. şi G. Termier (287), dezvoltarea geosinclinalelor trece prin două stadii succesive: primul de scufundare şi acumulare sedimentară *(litogeneză)*, al doilea de înălţare, deci de retragere a mării şi de cutare a stratelor *(orogeneză)*; la care adaugă şi o a treia fază de repaus în mişcări, cu intensificarea încrustării formelor de eroziune *(gliptogeneză)*.

Cea de-a doua categorie a zonelor terestre cu mişcări oscilatorii de viteză şi amploare redusă, numite *arii de platformă* sau *cratogene*[2], reprezintă mari porţiuni terestre care şi-au încheiat de mult (precambrian) evoluţia de geosinclinale cutate, intrînd în faza de linişte gliptogenetică, prezentîndu-se în prezent ca nişte blocuri rigide. Relieful acestora este în genere de mică amplitudine, de aceea şi eroziunea şi acumularea sînt slab dezvoltate. În cuprinsul ariilor de platformă s-au diferenţiat două feluri de teritorii: *scuturile*, alcătuite din roci străvechi precambriene, cu o cutare uşoară a rocilor subiacente, şi *platformele*, care peste un fundament precambrian cutat cuprind depozite paleozoice vechi acoperite chiar cu depozite mai noi necutate, care pot fi pe alocuri uşor dislocate. În legătură cu platformele, se foloseşte împărţirea lor în *anteclize* — teritorii mai ridicate, slab cutate, cu tendinţă de ridicare — şi *sineclize*, depresiuni largi, cu tendinţe de scufundare lentă. Cutările din pătura de roci tinere de deasupra, dacă există, au un caracter larg evazat. Prin transgresiuni marine rezultă mări puţin adînci, deschise, cu puţine insule nu prea înalte, avînd pe întreg o slabă energie de relief asemănătoare celei de cîmpie.

Din prima categorie fac parte scuturile baltic, laurentid din Canada, indian, australian, african, brazilian etc. Din categoria vechilor arii de platformă fac parte Platforma Rusă, Platforma Chineză etc., care cuprind spre periferie platforme tinere în curs de formare. Mai apropiate de noi, din categoria platformelor vechi putem menţiona Platforma Podolică şi Platforma Moldovenească la periferia ei vestică.

S-au schiţat caracteristicile esenţiale ale celor două mari categorii de arii ale scoarţei terestre, pentru a se lămuri diferenţierile ce se produc şi astăzi în mişcările oscilatorii, foarte intense pe unele, mai potolite pe altele, dar în ambele cu importante urmări în morfologie.

---

[1] Denumirea a fost dată la 1870 de J. Dana, care înţelegea prin geosinclinale numai ariile de scufundare şi acumulare marină. O serie de geologi au contribuit ulterior la precizarea noţiunii, completată apoi de E. Haug care a introdus diferenţierea între porţiunile de scufundare (geosinclinale propriu-zise) în alternanţă cu cele de ridicare (geanticlinale) (39).

[2] Denumirea prezintă unele variante: de la cea de *arii continentale* dată de E. Haug, cu înţeles larg, care cuprinde nu numai uscatul propriu-zis, ci şi prelungirile lui din zona de platformă litorală, inclusiv mările interioare, la cea de *cratogene* propusă de L. Kober, ca zonă stabilă a scoarţei terestre situată în afara ariilor de orogeneză, şi la cea tot mai mult extinsă în vremea din urmă de *platformă continentală*.

Studiile recente efectuate în zonele de platformă, între care menționăm îndeosebi cele din Platforma Rusă (280), au adus modificări însemnate concepțiilor mai vechi asupra geotectonicii ariilor de platformă. Ideea pasivității tectonice a platformelor este infirmată, iar cea a exclusivității mișcărilor oscilatorii verticale și de faliere, singurele care se admiteau pînă nu de mult, a fost completată cu dovezi neîndoielnice despre existența chiar a unor mișcări ondulatorii, mai ales spre periferiile ariilor de platformă, unde acestea se învecinează cu regiunile de geosinclinal. Este cazul platformelor tinere de la marginea Platformei Ruse, ca de exemplu Platforma Moldovenească sau altele.

Analizată astfel mai de aproape o arie de platformă, cum este de exemplu marea Platformă Rusă, aceasta prezintă o variație accentuată între sectoarele ei sub raport geotectonic (fig. 205) : *scuturi* de felul celui baltic și azovo-podolic, ambele cu fundament de roci precambriene ce apar la zi, avînd stabilitate relativă cu tendințe de înălțare actuală, și *platforme* cu caracteristicile arătate mai sus și cu diferențieri relativ însemnate între *bombările* și *depresiunile* lor antrenate de mișcări inverse. Cele dintîi se pun în evidență fie prin *iviri* la suprafață ale unor formațiuni foarte vechi (roci devoniene și carbonifere în zona Kursk — Voronej), cu înclinare asimetrică și fracturi radiale, fie prin *bolți*, cu înălțarea locală a fundamentului cristalin și subțirimea relativă a cuverturii sedimentare (cum sînt bolțile bielorusă, cea de la Stavropol, Tokmov, de pe Volga mijlocie etc. sau *catenele muntoase îngropate* de felul Munților Doneț-Mangîșlak de cutare hercinică).

În afara acestor arii de mari dimensiuni, în porțiunile de platformă propriu-zisă survin complicații locale strîns legate de cuvertura sedimentară, care dau la iveală forme mai mărunte de felul *valurilor tectonice, domurilor, brahianticlinalelor* și *sinclinalelor* intermediare, care introduc cele mai mari variații și contraste între mișcările neotectonice. Înregistrările efectuate în aceeași parte de SV a Platformei Ruse arată în prezent zone de rapidă înălțare (peste 10 mm pe an în aria de bombare bielorusă, ce se prelungește de-a lungul meridianului spre sud pînă în bazinul Nistrului superior și al Prutului în Bucovina de nord, sau în vechiul scut al Podișului Krivoi-Rog la vest de Nipru). Se constată de asemenea zone de coborîre accentuată (mai mare de 2 mm anual) în depresiuni, cum este Depresiunea Moscovei, care se prelungește spre sud-vest pînă dincolo de Kiev ca o pană între cele două maxime de înălțare menționate. Adăugînd și zonele intermediare de înălțare și coborîre mai reduse, se constată o mare diversitate de mișcări oscilatorii chiar în domeniul ariilor de platformă. Multe dintre acestea se prelungesc pînă în hotarul țării noastre avînd continuitate și pe aria de platformă nouă a Podișului Moldovei, situată la interferența Platformei Podolice, cu aria de înălțare carpatică de la vest. Situația se complică prin pătrunderea în pană a resturilor de scufundare hercinică între masivul nord-dobrogean și Podișul Malapolska — Lysa Gora, cu mișcări oscilatorii asupra cărora s-a atras atenția încă de mai multă vreme (288).

În legătură cu ariile periferice ale Platformei Ruse, cercetările au pus în evidență bombarea recentă (eopleistocenă) a formațiunilor sedimentare din zona Nistrului între Cernăuți și Moghilev, prin analiza deformărilor în altitudine a teraselor. Înălțarea maximă de la Cerneliț (fig. 206) corespunde cu cea presupusă mai de mult de W. Teisseyre în legătură cu linia Berdo-Narol. Masivul Bîrdău dintre Prut și Nistru, aflat în una dintre porțiunile de înălțare mai

accentuată, pare să fi fost antrenat de o asemenea mişcare încă dintr-o epocă mai veche, aşa cum a dovedit C. Brătescu (275), şi anume o bombare de

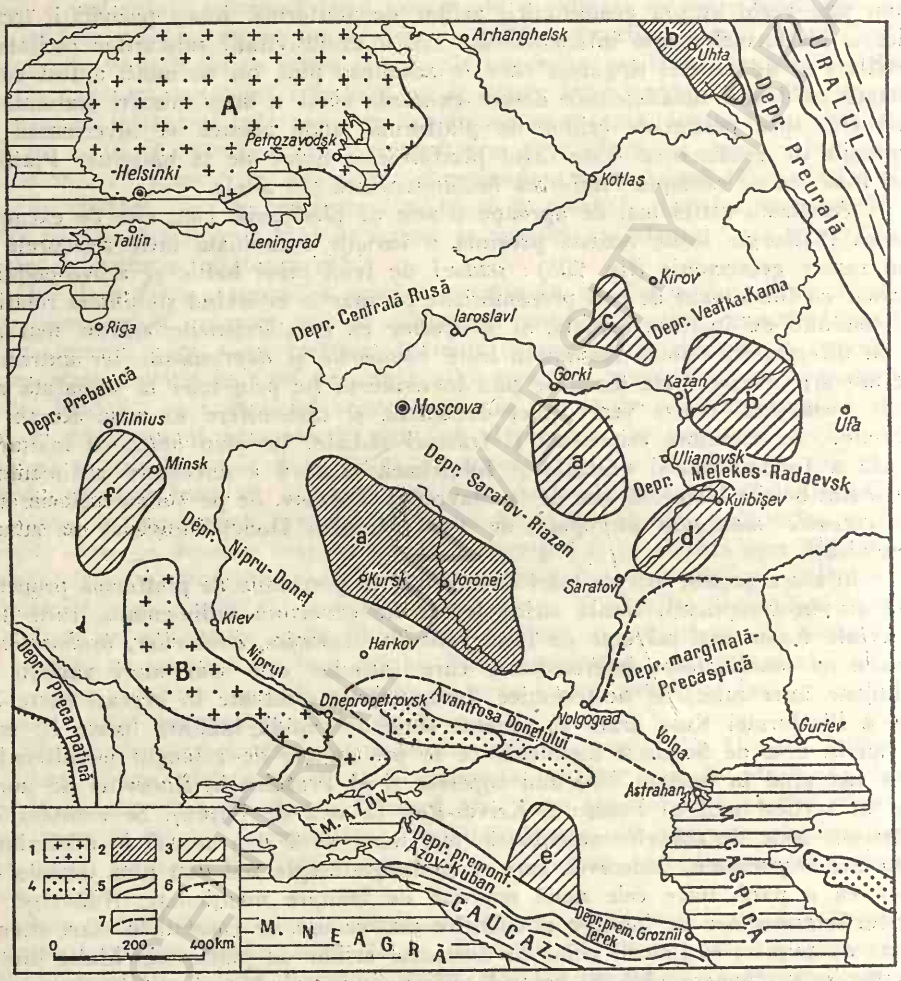


Fig. 205. — Reprezentare schematică a Platformei Ruse (după M. F. Mircink şi A. A. Bakirov): *1*, Scuturi: *A*, scutul baltic, *B*, scutul azovo-podolic; *2*, iviri ale fundamentului cristalin: *a*, ivirea Timan, *b*, ivirea Voronej; *3*, bombări îngropate ale fundamentului cristalin: *a*, bombarea Tokmov, *b*, bombarea Tătaniei, *c*, bombarea bielorusă, *d*, bombarea Volgăi, *e*, bombarea Stavropol; *4*, arii hercinice şi prelungirea lor subterană; *5*, formaţiuni muntoase cutate; *6*, depresiuni marginale de platformă; *7*, limita platformei cu fundament hercinic.

circa 150 m a stratelor sarmatice. Deformarea teraselor dovedeşte că mişcarea de înălţare continuă pînă în vremuri recente.

În zonele labile ale scoarţei terestre, mişcările neotectonice sînt mult mai rapide şi adesea de sens contrar, ca nişte adevărate pulsaţii. În această privinţă

sînt caracteristice rezultatele cercetărilor lui E. Inoue din Japonia (279). Pe baza ridicărilor de precizie repetate, s-au constatat, de exemplu la Gifu, perioade de înălțare rapidă (60—80 cm), urmate de coborîri tot așa de repezi de circa 1 m și apoi de ridicări lente. Totodată s-au înregistrat și deplasări orizontale, uneori rotative în jurul unei axe oblice. La asemenea mișcări se mai adaugă și deformările bruște produse cu ocazia cutremurelor. Unele dintre acestea anulează dintr-o dată deformările neotectonice produse timp de sute de ani.

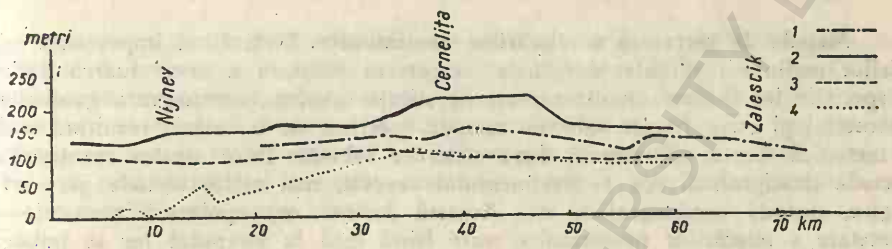


Fig. 206. — Profile longitudinale ale teraselor înalte ale Nistrului în Pod. Podolic (după I. D. Gofstein). *1*, Terasa a 7-a de 140—220 m; *2*, terasa a 6-a de 110—170 m; *3*, terasa a 5-a de 70—80 m; *4*, orizontul care marchează cretacicul superior.

Consecințele de ordin geomorfologic ale mișcărilor neotectonice sînt importante și ele au răsfrîngeri în probleme de ordin practic. Astfel, în zonele cu mișcări oscilatorii recente, se produc difluențe în rețeaua hidrografică, schimbări bruște în orientarea văilor rîurilor, părăsiri de albii vechi rămase uscate sau cu scurgeri întîmplătoare (chiar părăsirea unor fragmente de văi supraimpuse, rîul ieșind din încleștare și ocolind masivul de roci dure în care își adîncise valea), cum se constată în zona de ridicare de la N de Caucaz cu rîurile Kuma, Manîci ș.a. sau invers în zona de scufundare lentă din NE Cîmpiei Române, unde aproape fiecare rîu principal și-a părăsit pe dreapta 2—3 cursuri în evantai. Se constată de asemenea, cu deosebire în cuprinsul ariilor de înălțare recentă, coborîrea accentuată a văilor, tranziția de la meandre divagante la meandre adîncite, orientarea divergentă a micilor văi de eroziune, micșorarea debitelor și chiar secarea lacurilor din zonele de cîmpie supuse la astfel de mișcări, toate acestea fiind indicațiile unor asemenea mișcări.

De mare interes practic este înteținea deosebită a proceselor de eroziune, cu extensiunea mare a ravinării mai cu seamă în locurile unde s-a distrus covorul vegetal. Caracteristică sub acest raport este la noi zona de înălțare a Subcarpaților de la curbură și îndeosebi cea a Vrancei. Devine de asemenea remarcabil procesul invers de aluvionare excesivă în zonele de scufundare, mai ales în cele subsidente. Practic trebuie să se țină neapărat seamă de punerea față în față a două regiuni învecinate, dar cu procese contrastante, avizîndu-se în mod diferit una de alta în ceea ce privește lucrările ameliorative, cele de construcții sau cele hidroenergetice.

În țara noastră cercetările în legătură cu mișcările neotectonice sînt încă la începutul lor. Menționăm de exemplu studiile referitoare la bazinul Ialomiței, precum și la cel al Teleajenului (197), în care se analizează mișcările pleistocene

cu caracter complimentar şi compensator, pozitive în Subcarpaţi şi în munte, negative în zona de subsidenţă de la limita cîmpiei, cu înălţări locale de mai mare amploare ale cuvetei Vitioara şi anticlinalului Boldeşti şi de scufundare a sinclinalului Măgurele, deci de accentuare a contrastelor preexistente. Recent a apărut un studiu mai larg asupra mişcărilor neotectonice din întregul sector sudic al Subcarpaţilor (274), din care rezultă oscilaţii pe alocuri de mare amploare. S-a încercat chiar o primă sinteză asupra mişcărilor tectonice cuaternare din ţara noastră, cu o schiţă de hartă (281).

Metode de cercetare a mişcărilor neotectonice. Dată fiind importanţa mişcărilor oscilatorii recente şi actuale, cercetarea acestora a atras luarea aminte a specialiştilor din mai multe ramuri de ştiinţă (geologi, oceanografi, geodezieni, geomorfologi etc.), fiecare aducînd metode specifice de cercetare, rezultînd astfel o metodică foarte diferenţiată după criteriile folosite. Între acestea menţionăm: metoda stratigrafică, cea a nivelmentului repetat, mai multe metode geomorfologice, metoda oceanografică etc. Această înşirare nu epuizează metodele de cercetare a mişcărilor neotectonice, care fiind încă la începutul lor se îmbogăţesc an de an, adaugă noi criterii de bază pentru determinarea lor în ceea ce priveşte sensul şi ritmica mişcărilor.

Paralelizarea diferitelor formaţiuni stratigrafice după altitudinea la care se află constituie un criteriu de mult utilizat în geologie pentru identificarea mişcărilor care au urmat fazei de litogeneză. Astfel, pentru a folosi un exemplu foarte cunoscut, prezenţa depunerilor levantine la partea superioară a Măgurii Odobeştilor, la 1 000 m altitudine faţă de depunerile sincrone din Cîmpia Covurluiului, a fost socotită ca o indicaţie neîndoielnică a înălţării Subcarpaţilor de la curbură cu circa 1 000 m în perioada cuaternară. La asemenea paralelizări trebuie însă să se ţină seamă şi de faciesul litologic sub care se prezintă formaţiunea respectivă în porţiunile comparate, deoarece prin aceasta se pot obţine unele indicaţii asupra condiţiilor de litogeneză: dacă formaţiunea s-a depus aproximativ la aceeaşi adîncime sau la adîncimi diferite. Aşa, de exemplu, în vreme ce sarmaţianul II se află în Dealul Mare — Hîrlău la peste 400—450 m sub formă de conglomerate şi calcare oolitice, considerate depuneri litorale de mică adîncime, la Ungheni, pe valea Prutului, la 30 m altitudine, acelaşi orizont se găseşte sub forma unor argile fine care presupun depuneri de mare adîncime, ceea ce indică o diferenţă de altitudine apreciabilă chiar în perioada de litogeneză, diferenţă ce s-a putut eventual mări în perioada următoare.

Importanţa unor astfel de cercetări a dat naştere chiar unei ramuri noi a ştiinţelor geologice, *studiul formaţiunilor* ca îmbinare a unor anumite grupări de roci legate prin condiţiile lor genetice. Analiza răspîndirii formaţiunilor antrenate în noi sisteme de cutare dă indicaţii de perioada recentă în care s-a produs acea cutare. Pe această bază s-au putut identifica, de exemplu, mişcările orogenetice din faza valahă (care s-a prelungit de la sfîrşitul levantinului pînă în cuaternar), care a cuprins în Subcarpaţii de curbură şi depozitele levantine, dînd la iveală acest val periferic al geosinclinalului carpatic.

Metoda nivelmentului repetat este socotită în prezent cea mai precisă dintre metodele folosite la identificarea mişcărilor oscilatorii, întrucît ea poate arăta nu numai sensul, dar şi mărimea şi ritmul mişcărilor actuale, de aceea este în prezent

și cea mai utilizată prin însușirile sale. Singura aproximație ce o implică este că se consideră uniforme mișcările produse în intervalul dintre două ridicări nivelmetrice succesive, de unde necesitatea de a nu lăsa intervale prea îndelungate între asemenea operații. (Se înțelege de asemenea că se impun ridicări de cea mai înaltă precizie.) Diferențele (pozitive și negative) dintre două ridicări de nivelment se raportează la numărul anilor dintre acestea, obținîndu-se astfel viteza relativă a mișcărilor oscilatorii pe diverse *linii*, ce se folosesc apoi pentru întocmirea hărții vitezei mișcărilor actuale.

Alegerea acestor rețele de linii presupune o analiză a condițiilor locale caracteristice și urmează a se menține la un număr repetat de ridicări de nivelment. Prelucrarea materialelor rezultate cuprinde mai multe operații (între care: calcularea vitezei relative, trasarea pe hartă a izoliniilor de viteză a mișcării etc.). Pentru verificarea raporturilor dintre vechea și noua ridicare nivelmetrică, acestea se leagă prin măsurători efectuate asupra unor puncte reper de pe litoral (la una, dar de regulă la mai multe mări).

În țara noastră s-a aplicat această metodă în Cîmpia Siretului inferior unde s-a identificat și în faza actuală mișcarea de scufundare lentă, în proporții ce se apropie în medie de 1—2 mm pe an. Aria de scufundare Focșani-Galați se prelungește în Delta Dunării și mai la est spre Cherson și Marea Azov unde autorii sovietici au înregistrat coborîri anuale ce ajung la 2—3 mm.

Metodele geomorfologice se bazează pe folosirea uneia sau mai multora dintre caracteristicile prin care mișcările oscilatorii recente se imprimă în trăsăturile de relief (de exemplu adîncirea accentuată a văilor, inclusiv trecerea de la meandre rătăcitoare la meandre adîncite etc.), schimbări în orientarea rețelei hidrografice (arii de divergență sau convergență a rîurilor, părăsiri de vechi albii constant pe o anumită parte, frecvente difluențe etc.), dar mai ales pe analiza deformărilor suferite de profilul longitudinal al văilor sau în etajarea teraselor. Cele dintîi criterii au fost aplicate cu succes pentru definirea în linii mari a ariilor cu tendință de înălțare sau de coborîre din Podișul Moldovei și împrejurimi (288), ilustrînd aria de mișcare pozitivă din Podișul Central Moldovenesc și de scufundare lentă din partea sudică a Depresiunii Jijiei și din Cîmpia Siretului inferior. Ele nu pot da însă decît indicații largi, generale, ce trebuie coroborate cu alte elemente (structură de fundament, analiza comparată cantitativă a volumului eroziunii și acumulărilor pe regiuni etc.).

O deosebită valoare prezintă însă pentru studierea mișcărilor tectonice actuale *metoda profilelor longitudinale* ale văilor, care constă în stabilirea secțiunilor de cădere anormală din profilul longitudinal și aprecierea în mod concret de la caz la caz a caracterului acestor inflexiuni (care pot proveni nu numai de pe urma factorilor tectonici, dar și datorită deosebirii de rocă din albia rîului sau creșterii ori scăderii bruște a debitului în raport cu pătrunderea afluenților), cu eliminarea celor ce au altă provenienţă decît mișcările oscilatorii, și întocmirea hărții zonelor de cădere anormală.

Pentru executarea unei asemenea cercetări, se folosește harta topografică pentru întocmirea profilelor longitudinale ale văilor. Sectoarele de cădere anor-

mală se obţin prin raportarea neregularităţilor acestor profile la curba normală a profilului teoretic al văii respective pe baza formulei :

$$h = H\left(\frac{l}{L}\right)n,$$

în care h este înălţimea punctului de referire faţă de altitudinea gurii văii, H este diferenţa de înălţime dintre izvoare şi vărsare, l este lungimea de la punctul de referire pînă la gura văii şi L este lungimea totală a văii, iar n un coeficient al suprafeţei secţiunii de referire. Prin eliminarea neregularităţilor datorite unor cauze străine arătate mai sus şi obţinerea indicilor de cădere în cm/km la toate rîurile principale, valorile se înscriu pe hartă (s-a folosit pentru aceasta harta la scara 1 : 1 000 000), de-a lungul acestora trasîndu-se zonele de egală cădere anormală a văilor, peste care se pot suprapune izoliniile vitezelor mişcărilor oscilatorii actuale în mm/an, rezultate din ridicările nivelmetrice. O asemenea hartă, ce concordă în linii mari cu cea a ridicărilor nivelmetrice, poate aduce unele elemente în plus, arătînd răsfrîngerea mişcărilor oscilatorii în geomorfologia locurilor.

Metoda a fost aplicată parţial mai de mult (1940) la terasele Nistrului (276), punîndu-se astfel în evidenţă aria de bombare din cursul mijlociu al fluviului şi de scufundare lentă din bazinul inferior. În mod mai complex s-a aplicat recent (1963) la bazinul Teleajenului, unde Gh. Niculescu (197) a pus în evidenţă cu ajutorul ei mişcările de înălţare din pleistocenul superior şi holocen în amonte de confluenţa acestuia cu Drajna, precum şi mişcările inverse de bombare a teraselor în dreptul anticlinalului Boldeşti şi de lăsare în sinclinalul Măgurele, mişcări ce par să se continue pînă în vremurile noastre. Parţial, metoda a fost aplicată şi la bazinele altor rîuri din ţara noastră, de-a lungul văii Jiului de Al. Roşu (284) şi chiar pe întinderi mai mari în zona subcarpatică dintre Dunăre şi Buzău (274).

Fără îndoială că nu trebuie neglijate nici indicaţiile date de convergenţa sau divergenţa teraselor în profil longitudinal. Cînd acestea converg spre obîrşii distanţîndu-se spre vărsare, ele arată mişcări eustatice ; cînd, dimpotrivă, terasele se distanţează pe verticală spre amonte, arată mişcări epirogenetice de înălţare. Trecerea teraselor mai vechi sub nivelul altora mai noi, „în foarfecă", caracterizează contactul dintre ariile de înălţare şi cele de subsidenţă, iar bombarea locală a unor terase poate indica pe de o parte limitele zonei afectate de înălţarea neotectonică, pe de altă parte — prin compararea cu vîrsta teraselor necuprinse în mişcarea de bombare — se poate stabili perioada în care s-a produs acea mişcare.

Unii cercetători încearcă să determine mişcările neotectonice şi pe baza deformării suprafeţelor de nivelare. Metoda este mai nesigură, deoarece nu se poate preciza gradul de nivelare (sau energia de relief) la care ajunsese la vremea respectivă acea suprafaţă şi ce a survenit mai tîrziu prin eroziune, întrucît numai diferenţa poate indica amploarea mişcării. De altfel, însuşi mecanismul formei acestor suprafeţe nu este deplin cunoscut, fiind multe controverse în această problemă.

Metoda oceanografică constă în determinarea mişcărilor oscilatorii (cu sensul şi viteza lor) prin cercetarea comparată a diferenţelor ce se înregistrează în timp la ţărmul mării între un loc şi altul, avîndu-se în vedere că modificările

datorite factorului eustatic trebuie să se egaleze pe întreg litoralul și că numai cele datorite mișcărilor oscilatorii dau diferențe locale. Pentru aceasta se face în prealabil corecția eustatică, ținîndu-se seamă de observațiile pe o perioadă de mai mulți ani asupra nivelului oceanului planetar dintr-un număr cît mai mare de puncte ale globului (în faza actuală calculele arată o creștere a nivelului oceanului planetar de 1,1 mm pe an), și numai diferența reprezintă mișcarea de ridicare sau de coborîre a uscatului. În cartografierea diferențială a acestor procese, ele se cercetează și se explică în mod corelat și nu izolat. Pe baza unor astfel de înregistrări s-a ajuns la concluzia că continentul european se ridică cu o viteză însemnată în partea lui nordică (Scandinavia și Finlanda) și se scufundă ușor în partea lui centrală și sudică (286).

La metodele enumerate mai sus se adaugă și altele, care pot da cel puțin indicații parțiale asupra mișcărilor neotectonice. Oricum, cercetările asupra mișcărilor neotectonice preocupă în toată lumea un număr tot mai mare de cercetători, iar contribuțiile deosebit de importante ce se acumulează an de an îngăduie să se afirme că *scoarța terestră manifestă o permanentă mișcare pulsatorie*. Pe această nouă bază explicarea modelării reliefului, cel puțin în regiunile de mai intense mișcări de înălțare sau de coborîre, capătă noi posibilități de interpretare, iar dinamica proceselor de eroziune normală și accelerată, prin fazele de întețire sau de lîncezire (care se succedă în timp pe același loc sau se înregistrează simultan pentru locuri diferite), devine cu totul necesară atît pentru cunoașterea teoretică a proceselor, cît și pentru aplicațiile practice în proiectarea lucrărilor ce urmează a se executa. Virulența proceselor de eroziune în înțelesul larg al cuvîntului nu se poate explica în multe cazuri decît pe baza acestor mișcări oscilatorii actuale ale scoarței terestre, căci ceea ce pare neînsemnat pentru o perioadă de cîțiva ani ia valori însemnate în ritmica pe faze mai îndelungate a proceselor de modelare a reliefului.

2. MIȘCĂRILE VIOLENTE ALE SCOARȚEI TERESTRE

Există o anumită gradație între mișcările scoarței: cele verticale menționate mai sus, deși nu sînt înregistrate de simțurile noastre, care se fac vizibile în peisaj prin efectele lor chiar în perioade relativ scurte de timp; cele orogenice (de cutare), care nu se pun în evidență nici în decurs de milenii, cu toate că de pe urma lor rezultă în decursul erelor geologice munți falnici. Prin contrast, cutremurele de pămînt și fenomenele vulcanice sînt manifestări atît de energice și cu efecte imediate atît de puternice, încît ele produc dezastre care rămîn înscrise în istorie ca evenimente importante. Cu toate aceste deosebiri în modul lor de manifestare, sînt dovezi care arată strînse corelații între cele trei categorii de mișcări. Unii specialiști afirmă că cutremurele nu sînt decît forma de manifestare actuală a proceselor orogenice.

Rolul cutremurelor în activarea modelării. Ca mișcări violente ale scoarței terestre, cutremurele se caracterizează prin șocurile de scurtă durată (de ordinul secundelor, rareori prelungindu-se peste un minut), ce se pot repeta la intervale

neregulate de timp. Marea frecvenţă a acestor mişcări (înregistrările arată că se produc circa 100 000 de cutremure pe an, în mare majoritate din categoria microseismelor nepercepute de simţurile noastre) şi marea lor extensiune teritorială fac din acestea un agent important, cu rol de dinamizare a proceselor de modelare a reliefului.

De la început trebuie să arătăm că energia dezlănţuită de cutremure este uriaşă. La cutremurele mai mari aceasta este socotită a fi cuprinsă între 2×10^{19} şi 5×10^{25}. Pentru producerea unei asemenea uriaşe energii ar fi necesar ca o uzină de două ori mai mare decît cea de la Stejaru pe Bistriţa să lucreze cu toată capacitatea de producţie neîntrerupt timp de 325 de ani.

Această uriaşă forţă ce se dezvoltă la suprafaţa pămîntului este rezultanta unor procese petrecute în adînc, avînd drept cauze fie prăbuşirile din scoarţa terestră, fie erupţiile vulcanice, fie, în sfîrşit, forţele tectonice. În raport cu cele trei cauze s-au diferenţiat: *cutremurele de prăbuşire*, cu efecte în general slabe şi resimţite pe suprafeţe foarte restrînse; *cutremurele vulcanice*, produse de regulă înaintea sau în timpul erupţiei, cu zguduiri mai puternice şi de arie mai largă de răspîndire; *cutremurele tectonice*, produse la adîncimi mult mai mari decît ale categoriilor precedente (urmare a dislocaţiilor şi mişcărilor produse în lungul liniilor de falie şi în zonele de orogeneză), care sînt cele mai puternice şi se resimt pe întinderi de sute şi chiar mii de kilometri.

Cele mai multe dintre aşa-numitele *cutremure normale* au hipocentrul la adîncime mai mică de 60 km (de exemplu cele din Italia la 8-10 km) şi sînt sau cutremure de prăbuşire, sau vulcanice, numai rareori tectonice; ele se întîlnesc în unele zone ale Mediteranei, în Asia Mică etc. *Cutremurele intermediare* cu hipocentrul la 60—300 km adîncime (de exemplu cele din America Centrală la 80 km) sînt toate de origine tectonică, în genere mai puţine la număr; se întîlnesc şi în ţara noastră cu focarul sub Vrancea (unde hipocentrul se află al 130—150 km adîncime). *Cutremurele adînci* cu hipocentrul la 300—700 km adîncime caracterizează zona circumpacifică.

Răspîndirea cutremurelor pe glob arată că acestea nu se produc pretutindeni şi că locurile unde ne putem aştepta la mişcări seismice de mai mare amploare sînt cele faliate sau fracturate, cele unde se îmbină structuri geologice diferite, unde se învecinează zone antrenate în mişcări de înălţare şi de scufundare, de cutare recentă etc. O analiză atentă a teritoriilor în raport cu aceste criterii dă posibilitatea construirii unor hărţi de prognoză a ariilor expuse cutremurelor.

În raport cu efectele cutremurelor asupra scoarţei terestre, trebuie să se ţină seamă că acestea au maximă intensitate în *epicentru*, punctul de la faţa pămîntului corespunzînd proiecţiei verticale a punctului din adînc, unde se produce cutremurul (punct numit *hipocentru* sau focarul cutremurului). Efectele cutremurelor nu se resimt însă numai în epicentru şi în împrejurimi, ci pe distanţe considerabile. De exemplu, efectele cutremurului de la San Francisco din 1906 au acoperit o suprafaţă de aproape 1 mil. km². De asemenea trebuie să se ţină seamă de felul undelor seismice. *Undele primare* (numite şi longitudinale) sînt cele dintîi care se simt datorită vitezelor lor mari de propagare (7—13 km/s), ele vestind cutremurul. Ele sînt urmate de *undele secundare* (sau transversale), resimţite puţin mai tîrziu datorită vitezelor lor mai reduse (de 4—7 km/s) sub forma

unor mișcări de distorsiune și trepidare, care au efecte mai puțin însemnate la suprafață, cu toate că se propagă mult mai repede. Cele mai puternice și mai dezastruoase sînt *undele superficiale*, care dau vibrații în plan orizontal, deci perpendiculare pe direcția de propagare și cu viteze mai reduse (3,4 km/s), de aceea înregistrîndu-se ultimele, însă producînd distrugerile cele mai mari.

Pentru măsurarea intensității cutremurelor s-a folosit mai întîi *scara Rossi-Forel* (1883), cu zece grade de tărie stabilite pe baza efectelor produse asupra construcțiilor și scoarței terestre. Mai tîrziu scara aceasta a fost completată de către F. Mercali și A. Sieberg cu încă două grade de intensitate și precizată prin noi caracteristici. Mai recent s-au propus și alte scări pentru măsurarea intensității cutremurelor (menționăm de exemplu pe cea a lui Gutemberg și Richter din 1949, bazată pe mișcarea terenului exprimată în microni la depărtare de 100 km de epicentru, care are avantajul unei mai mari precizii, prin îndepărtarea efectelor locale pricinuite de friabilitatea rocilor ș.a.).

Intensitatea cutremurelor stă în raport direct și cu felul și starea rocilor, precum și cu structura. Regiunile alcătuite din aluviuni și loess se resimt mai mult decît cele alcătuite din roci rezistente, cele alcătuite din nisipuri și pietrișuri dînd cele mai mari dezastre. Rocile dezagregate amplifică de asemenea efectele cutremurelor, ca și structurile în succesiune de roci friabile și roci rezistente.

Însemnările privitoare la cutremurele mai vechi se referă în primul rînd la pierderile în vieți omenești și la distrugerile sau avariile clădirilor. Iată de exemplu ce relatează presa despre unul dintre marile cutremure recente (cel de la 2 septembrie 1962 din Iran, care a cuprins cu deosebire regiunea dintre orașele Kazvin, Hanadan și Save) : într-un minut cutremurul a distrus 75 de localități. Satele Asian cu 800 de locuitori și Djavik cu 1 000 de locuitori au fost șterse de pe fața pămîntului fără nici un supraviețuitor. Peste 8 000 de oameni și-au găsit moartea de pe urma acestui cutremur. „Deasupra acestei regiuni se înalță un nor de praf care amintește un tablou asemănător cu cel de după un puternic bombardament“ etc. Și alte cutremure recente au produs mari distrugeri. La cel din vara anului 1964 produs în Japonia apuseană, clădiri mari de beton cu mai multe etaje au fost răsturnate ca niște jucării (fig. 207).

Referirile despre distrugerea terenurilor din afara așezărilor omenești sînt în genere mai puține, totuși suficiente pentru a arăta care sînt principalele forme ce rezultă de pe urma cutremurelor, și anume : crăpăturile și fisurarea rocilor, deranjarea așezărilor stratelor și ca urmare modificarea nivelelor apelor subterane, cu dispariția unor izvoare și apariția altora noi, producerea porniturilor de teren de felul surpărilor și rostogolirilor, precum și a unor mari alunecări de teren, modificări în rețeaua hidrografică de suprafață, accelerarea mișcării ghețarilor și lavinelor, iar pe alocuri chiar declanșarea proceselor vulcanice (erupții, apariții de noi vulcani etc.).

Între acțiunile enumerate, cele care dau naștere la *crăpături* atrag atenția în mod deosebit. Exemplele sînt foarte numeroase. La cutremurul din Kenya din 1928, a apărut, în afara unora mai mici, o crăpătură lungă de 25 km cu o deplasare verticală de 3 m. În Assam, de-a lungul văii Cerdangului, la cutremurul din 12 iunie 1897, a apărut o falie de 22 km lungime cu o deplasare verticală de 11 m. În afara acesteia, s-au produs multe alte crăpături mari în scoarța terestră, întrucît efectele dezastruoase ale cutremurului s-au înregistrat pe circa 350 000 km², adică o dată și jumătate cît suprafața țării noastre. S-au format

vaste depresiuni, multe rîuri şi-au schimbat cursul, iar denivelările produse în albie au dat naştere la cascade. În Japonia asemenea schimbări în morfologia locurilor sînt în special frecvente. Astfel, cutremurul din 28 octombrie 1891 a produs de-a curmezişul insulei principale (Hondo) o crăpătură lungă de 160 km, cu denivelare de 6 m pe verticală şi 6 m deplasare pe orizontală, plus multe

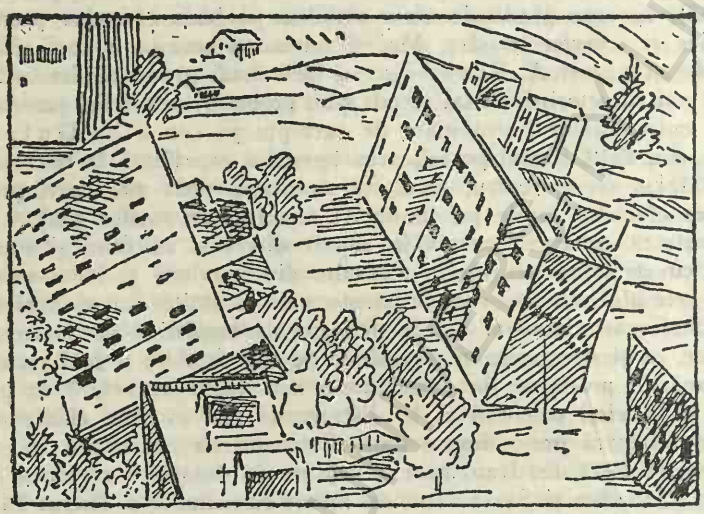


Fig. 207. — Blocuri cu patru etaje răsturnate de cutremurul din vara 1964 în oraşul Niigata din vestul Japoniei.

alte crăpături paralele şi transversale mai mici. Un mare număr de localităţi au fost distruse, mai cu seamă în provinciile Mino şi Owari, pe o suprafaţă de circa 10 000 km².

Mari crăpături, considerate prin dimensiunile lor adevărate *falii*, s-au înregistrat şi de pe urma cutremurelor de la San Francisco. La cel din 1906 s-a produs o crăpătură lungă de 600 km, înaltă de 1—3 m şi largă de 4—8 m, considerată printre cele mai mari ce s-au produs în ultima sută de ani.

Într-o foarte mare măsură cutremurele activează procesele gravitaţionale din categoria *porniturilor*. În Calabria, una dintre provinciile italiene cu cele mai caracteristice alunecări şi surpări de terenuri, se citează numeroase cazuri cînd cutremurele au dezlănţuit asemenea procese pe mari întinderi. În Japonia fenomenele de acest fel sînt frecvente. Astfel cutremurul din 1920 a dat naştere unor ample alunecări-surpări, mai ales în formaţiunile loessoide din insula Hondo, unele dintre ele creînd forme de relief caracteristice de felul grueţilor sau ţiglăilor, înalte de 20—30 m. În Pamir, cutremurul din 1911 a pricinuit o alunecare — surpare care a barat valea fluviului Murgab, creînd marele lac Sarez, iar în Grecia, la cutremurul din 1953, în insulele Cefalonia şi Zante, s-au produs alunecări de mari proporţii şi crăpături adînci, dintre care una, după expresia localnicilor, a despicat un munte în două.

Cu prilejul cutremurelor din 21 şi 22 mai 1960 din Chile s-au produs surpări enorme, s-au înălţat munţi, au apărut lacuri de mare întindere, din apele

lacului Ranco s-a ridicat conul unui vulcan care a intrat imediat în erupție, iar în regiunea Cautin s-a produs o alunecare de teren uriașă, pe o suprafață de peste 220 km² cu lungimea de 45 km, care a astupat mai multe văi, schimbînd cu totul înfățișarea locurilor, făcînd să apară numeroase ape și lacuri printre formele de relief răvășite ; 60 de mii ha de teren au fost devastate în porțiunea dintre orașul Concepcion și insula Chiloé (289).

Cutremurele produc însemnate schimbări și *la țărmul mării*, rupînd cordoane litorale, producînd surpări și retrageri de faleze, denivelări care fac să dispară sub ape porțiuni întinse din platforma litorală sau insule. Datorită marelui cutremur care a bîntuit Japonia în septembrie 1923, fundul golfului Sagami s-a adîncit cu 100 m, pe alocuri chiar cu 200 m, iar țărmul s-a înălțat. În împrejurimile Baikalului, aproape de gura fluviului Selenga, cutremurul din 1862 a produs o scufundare cu 8 m a unei porțiuni vaste de teren de circa 200 km², care a fost cuprinsă de apele marelui lac și transformată în golf al acestuia. Se citează nenumărate cazuri în care cutremurele au dus la dispariția unor insule sub apele mării sau înălțarea altora. Cu prilejul marelui cutremur din Chile din 1960, de care am făcut mențiune mai sus, mai multe insule din arhipelagul Chonos au fost înghițite de apele mării și noi insule au apărut deasupra apelor în alte părți.

În afara celor trei grupe de procese menționate, cutremurele au înrîurire directă și asupra eroziunii apelor curgătoare, intensificînd activitatea torenților, asupra ghețarilor care-și măresc viteza de curgere etc.

Din cele arătate se poate conchide că manifestările violente de felul cutremurelor de pămînt acționează mai ales în agravarea și grăbirea diferitelor procese de modelare a reliefului. În ordinea intensității cu care contribuie cutremurele la asemenea procese se poate face următoarea gradație : acțiunea cea mai puternică o exercită asupra porniturilor cu procese gravitaționale direct influențate prin amplificarea puterii agentului denudator. Într-al doilea rînd, prin formarea de crăpături și falii, care se pun în evidență prin denivelări, cutremurele activează procesele de eroziune ale apelor curgătoare, inclusiv cele intermitente, torențiale. Pe același plan se situează procesele litorale mai ales în latura distructivă (procesele de depunere fiind dimpotrivă întîrziate). Nu rămîn neinfluențate nici fenomenele de dezagregare, prin desprinderile ce se produc. Am arătat că pînă și mișcarea ghețarilor și lavinelor poate fi activată prin cutremure.

Cutremurele din România. Există numeroase mențiuni istorice despre cutremurele care s-au produs, ori au afectat porțiuni din teritoriul țării noastre sau din imediata lui apropiere. Printre cele mai vechi, cronicile menționează „cutremurul cel mare“ de la 29 august 1471 care s-a simțit în toată Țara Moldovei, ba încă și dincolo de munți pînă la Brașov ; de asemenea cutremurul de la 11 iunie 1738 care a dărîmat cartiere întregi și biserici de piatră din București și a produs mari crăpături în pămînt, fiind socotit, comparabil ca intensitate, cu cel din noembrie 1940, făcîndu-se simțit pînă la Brașov, unde însemnările timpului îl menționează ca un cutremur „înspăimîntător“. De mare intensitate a fost de asemenea cutremurul de la 26 octombrie 1802, considerat cel mai mare ce s-a înregistrat pe teritoriul țării noastre, care a dărîmat aproape toate turlele bisericilor din București, numeroase case de locuit și palate de zid gros etc., simțindu-se cu efecte macroseismice pînă la Lvov, Moscova, Istanbul. Prin varietatea

şi intensitatea cutremurelor înregistrate, anumite teritorii ale ţării noastre sînt considerate ca arii de seismicitate mai accentuate.

În afara studiilor mai vechi privitoare la cutremurele din România întocmite de Şt. Hepites (1893), Matei Drăghiceanu (1896) şi Gr. Ştefănescu (1902) şi a celor privitoare la cutremurul foarte caracteristic din Făgăraş din 1916 (H. Grozescu şi C. Gheocălescu), mai recent, cu prilejul marelui cutremur de la 10 noiembrie 1940, s-a produs o intensificare a cercetărilor asupra caracteristicilor şi efectelor cutremurelor din România cu contribuţii deosebit de însemnate. Între lucrările publicate după acel an, remarcabile sînt cele ale lui Ion Atanasiu (272) şi mai ales sinteza amplă a aceluiaşi autor publicată postum (273), care reprezintă o analiză completă pe baza a peste 400 de macroseisme, cu stabilirea epicentrelor, identificarea liniilor şi ariilor seismice şi explicarea naturii focarelor acestora.

După I. Atanasiu, cutremurele din România se împart, în raport cu natura focarului, în două mari categorii : *monokinetice,* cu focare localizate în zona de depresiune, caracterizate printr-un epicentru confuz şi un foarte larg perimetru al extensiunii macroseismelor, precum şi printr-o formă specifică de manifestare : o singură zguduire puternică, şi *polikinetice,* localizate în zone de şisturi cristaline, ori în platforme cu înveliş gros de depuneri sedimentare recente, care se caracterizează printr-o regiune epicentrală bine precizată, printr-o arie de răspîndire restrînsă a macroseismelor, iar ca manifestare printr-o zguduire principală urmată de mai multe secvenţe.

Din prima categorie fac parte cutremurele ce ţin de patru focare, şi anume : *cutremurele moldavice,* cele mai puternice din ţara noastră atît ca intensitate, cît şi ca frecvenţă, cu hipocentrul la 130—150 km sub aria de scufundare a Carpaţilor de la curbură (Vrancea) ; *cutremurele transilvanice,* cu focarul între Mureş şi Tîrnava Mare la adîncime redusă (10 km) şi totuşi cu epicentrul difuz ca şi la cele moldavice ; specific din această categorie a fost cutremurul de la 3 octombrie 1880, care a înscris o arie macroseismică doar de 62 000 km², cuprinsă aproape exclusiv în incinta depresiunii transilvănene, cu culminaţii seismice în jur de 8 grade pe liniile Gîmbuţ — Ozd şi Bazna — Băgaciu ; *cutremurele banatice,* cu focare sub cîmpia provinciei omonime şi arii epicentrale ce se alungesc pe două linii : una NE-SV Arad — Gura Tisei şi alta perpendiculară trecînd prin Radna, prezentînd culminaţii seismice de gradul 7 la Vinga şi Periam ; *cutremurele prebalcanice,* cu focarul pe o linie de-a lungul axului anticlinal al Deliormanului (Kemanlar — Varna), influenţează Dobrogea de sud şi Muntenia de sud, dînd manifestări de mare intensitate, cum a fost cutremurul de la 14 octombrie 1892, care a ajuns pe linia menţionată cu gradul VIII-IX, cu o suprafaţă a macroseismelor de peste 210 000 km².

Din cea de-a doua categorie, cele mai caracteristice sînt *cutremurele făgărăşene,* avînd focarul sub masivul muntos cu acelaşi nume, pe o linie transversală oblică, cu manifestări mai importante (pînă la gradul VIII) în 1832, 1916 şi 1932, cel mai caracteristic fiind cel de la 26 ianuarie 1916, care pare să se fi datorit mişcărilor tectonice de pe linia Băbuleşti — Cumpăna — Piscu Negru — Făgăraş, producînd mari distrugeri în localităţile din partea de sud a munţilor şi la cetatea lui Ţepeş de pe Argeşul superior. Din aceeaşi categorie fac parte *cutremurele pontice,* cu epicentrul de-a lungul litoralului în partea sud-dobrogeană, unde au atins gradul X în anul 1901.

Între categoriile de mai sus, *cutremurele moldavice* prezintă intensitatea cea mai mare (manifestări de gradul IX și X în anii: 1620, 1738, 1802, 1829, 1940). Între aceste cutremure, cel din noiembrie 1940 s-a simțit sub formă de macroseisme pe o întindere uriașă de circa 2 mil. km² între Marea Egee la sud și Moscova — Leningrad la nord (fig. 208). Aceste cutremure nu au un epicentru bine definit, manifestînd întotdeauna zguduiri maxime în două sau trei regiuni diferite (Podișul Central Moldovenesc. Subcarpații Munteniei și porțiunea Focșani — Măcin). Cutremurele din această grupă influențează și liniile seismice de peste munți, din Depresiunea Bîrsei din Transilvania, precum și pe cele din Moldova de nord.

Fig. 208. — Aria macroseismică a cutremurului de la 10 noiembrie 1940 (după I. Popescu și I. Atanasiu).

Pe baza analizei celor peste 400 de macroseisme înregistrate în țara noastră. I. Atanasiu a putut întocmi harta epicentrelor și liniilor seismice din România, pe care o reproducem simplificată (fig. 209). Harta prezintă un deosebit interes pentru proiectarea marilor construcții și lucrări de îmbunătățiri funciare. După această hartă și pe baza analizei repetării diferitelor caracteristici ale cutremurelor pe aceleași linii, se constată că cutremurele de pe teritoriul țării noastre au doar în puține cazuri legătură cu geologia de suprafață și că majoritatea sînt reflexe ale structurii fundamentului, ele conturînd unitățile mari ale acestuia. Astfel linia Dorohoi — Botoșani — Hîrlău marchează o treaptă de scufundare a Platformei Podolice în fața Carpaților, iar linia Avrămești — Bîrlad — Bereşti, pe care forajele recente au confirmat prezența unei falii, reprezintă marginea sudică a aceleiași platforme scufundate spre depresiunea ariei chimerice dobrogene. Linia Bîrsei indică de asemenea marginea compartimentului cristalin din Carpații Meridionali, scufundat în zona de la curbură. Alte linii arată delimitări asemănătoare spre Depresiunea Panonică, spre aria balcanică etc.

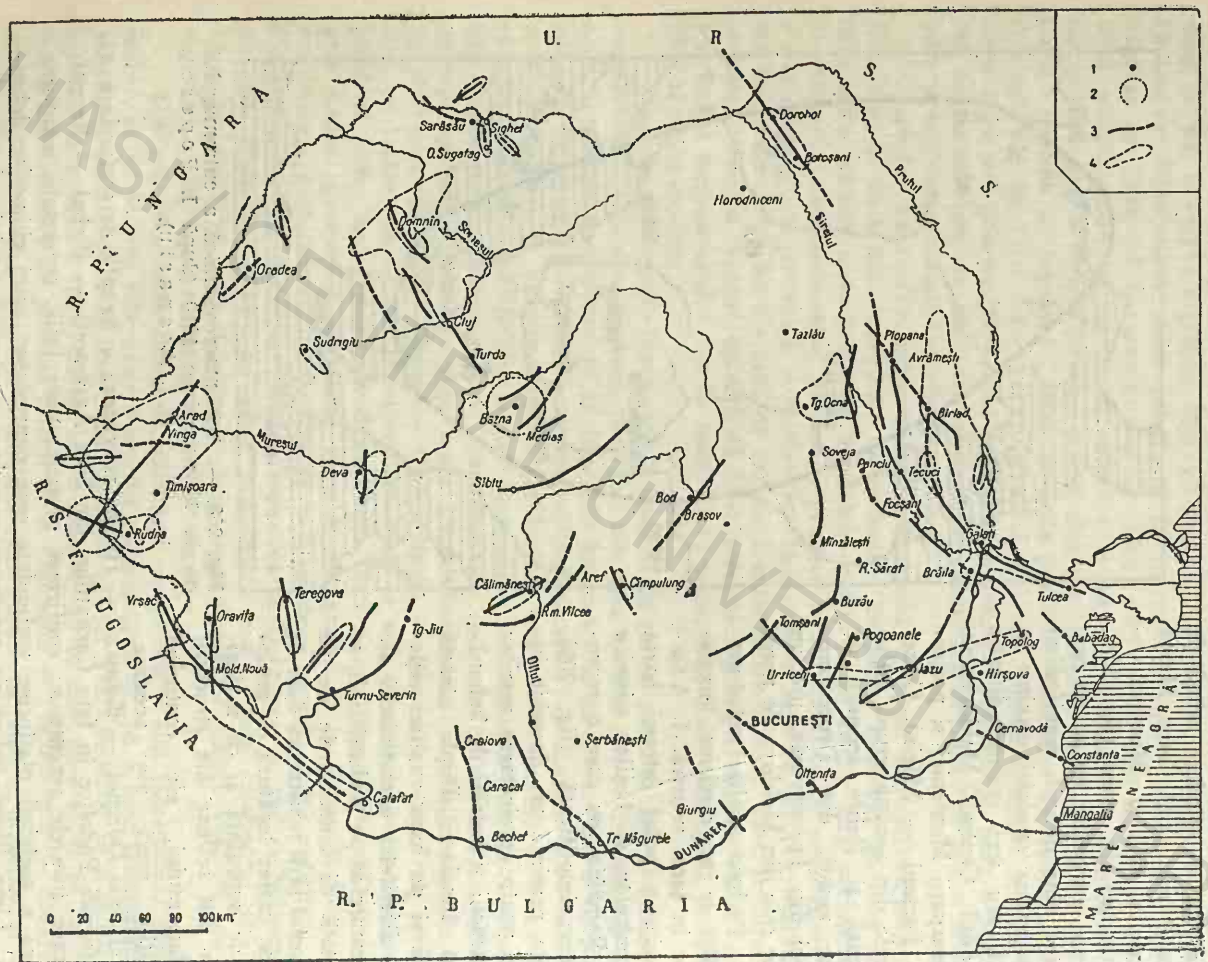


Fig. 209. — Epicentre și linii de sensibilitate seismică în România (după I. Atanasiu, simplificată). *1*, Epicentre active; *2*, epicentre difuze; *3*, linie de sensibilitate seismică; *4*, teritoriu cu reacție simultană.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mare însemnătate par să aibă pentru producerea cutremurelor moldavice blocul scufundat de la curbura Carpaților, delimitat la est de linia Siretului, la sud de linia Brăila — Iazu precum și îmbinarea acestuia cu aria șisturilor verzi din Dobrogea de nord, scufundată spre această latură. I. Atanasiu consideră că manifestarea cutremurelor moldavice reprezintă rezultatul corelării mobilității acestor două blocuri, ceea ce explică de ce zguduirile puternice din sudul Moldovei se prelungesc atît spre aria chimerică dobrogeană, cît și în zona de cutare recentă valahică de la curbura carpatică. Cutremurul de la 10 noiembrie 1940 confirmă pe deplin această supoziție și chiar apariția mai multor arii de zguduiri maxime — repetate și la alte cutermure moldavice — prezintă analogii vădite cu schema lui A. Sieberg în legătură cu efectul de suprafață al zguduirii provocate de un bloc înclinat față de suprafața de înregistrare (fig. 210).

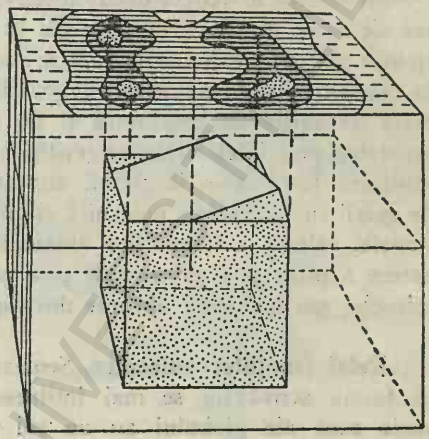


Fig. 210. — Aspectul izoseistelor rezultate prin efectul unui bloc înclinat (după A. Sieberg).

Așadar I. Atanasiu corelează mișcările de scufundare ale blocului chimeric dobrogean cu fenomenele orogenice active de la curbura Carpaților. După el „fiecare cutremur moldavic ar reprezenta un pas înainte al imensului val carpatic“ și „mișcări de reajustare izostatică“ de pe urma descărcării de materiale prin eroziune : tensiunile ce iau naștere, se rezolvă astfel brusc prin cutremurele moldavice ce se produc (273).

După unele însemnări de teren, legate de cutremurul din 1940 (282), au fost semnalate, în afara năruirii caselor dintr-un mare număr de orașe — între care mai puternic atinse : Focșani, Tecuci, Bîrlad, Galați, Panciu (ultimul distrus în cea mai mare parte), chiar blocuri mari din București și numeroase sate —, distrugeri în terenuri mai ales sub formă de crăpături, surpări, alunecări etc. Menționăm între acestea *crăpăturile* produse în lunca Siretului la Nămoloasa, Corbu, Scorțaru Vechi, lungi de sute de metri, înalte de 1,5 m și largi pînă la 2—3 m, precum și în lunca sau pe terasa de luncă a Prutului la Huși, pe valea Chinejii, precum și pe văile Trotușului, Putnei, Rîmnicului (la Măicănești) etc. În multe locuri cu pînza freatică apropiată de suprafață, din aceste crăpături au apărut ape arteziene care au produs mici conuri ca ale unor miniaturi de vulcani noroioși (de exemplu la Vînători pe valea Putnei). De pe urma deranjării apelor subterane au apărut izvoare noi (Răstoaca — Putna, iar în fîntîni nivelul apelor a crescut pe alocuri cu 9 m, ajungînd pînă la gura acestora (Vultureni — Putna). *Surpări* de mari proporții s-au produs îndeosebi în malurile de loess de la Galați, în cele de pe valea Chinejii și în mai multe locuri în bazinul Rîmnicului. S-au semnalat de asemenea apariții sau reactivări de *alunecări de teren* la Siriu, pe valea superioară a Buzăului, la Fulgerești — Covurlui, Motnău, Rm. Sărat, Vultureni — Tecuci etc.

Aşadar pagubele produse de cutremure, cu deosebire în ariile sau pe liniile de culminaţie, pot lua mari proporţii în raport cu gradul de seismicitate manifestată. Cum aceste fenomene nu pot fi prevăzute şi nici împiedicate în desfăşurarea lor, măsurile practice de prevenire a distrugerilor de mari proporţii la construcţii de clădiri, diguri, baraje, lucrări legate de îmbunătăţirile funciare etc., trebuie să aibă în vedere două obiective : în primul rînd cunoaşterea ariilor şi liniilor de mare sensibilitate seismică, în al doilea rînd caracterul special pe care trebuie să-l capete lucrările care se cer executate pe aceste aliniamente sau areale în ceea ce priveşte adîncimea şi stabilitatea fundaţiilor (care trebuie în genere să evite terenurile de umplutură şi de roci necoerente), înălţimea construcţiilor şi greutatea materialelor folosite (evitîndu-se construcţii înalte şi materiale grele), consolidarea terenurilor în pantă afectate de procese de alunecare (prin plantări de specii cu radiculaţie puternică şi adîncă), evitarea pentru construcţiile subterane (tunele, galerii) a terenurilor alunecătoare sau puternic fisurate, măsuri de combatere a proceselor sufozionale prin plantarea şi drenarea în condiţii specifice a falezelor sau malurilor abrupte din formaţiunile loessoide etc.

Rolul erupţiilor vulcanice. Semnalăm numai pe scurt aceste fenomene, care în formă activă nu se mai întîlnesc pe teritoriul ţării noastre, dar care în unele zone ale globului au un rol atît de important, ca şi cutremurele, cu care se şi asociază de altfel în modelarea rapidă a scoarţei terestre. Se cunosc pe glob circa 500 de vulcani în activitate şi 2 000 stinşi nu de multă vreme. În unele zone terestre erupţiile vulcanice pot fi considerate prin frecvenţa lor un adevărat agent foarte virulent în modelarea reliefului.

Fenomenele vulcanice fac parte din categoria mai mare a fenomenelor magmatice, care, după modul de manifestare, se împart în : *fenomene plutonice,* caracterizate prin consolidarea magmei în interiorul pămîntului, de pe urma cărora rezultă *rocile intrusive,* şi *fenomenele vulcanice,* în care magma urcă pînă la suprafaţă unde prin întăriri dă naştere *rocilor efusive.* La rîndul lor fenomenele vulcanice nu cuprind numai acţiunea eruptivă în sine ca manifestare, ci şi formele cu totul caracteristice despre care ne ocupăm în capitolul următor. În genere, erupţiile vulcanice produc distrugeri, dar şi forme pozitive de relief, un vulcan fiind considerat un *relief adăugat,* construit peste liniile morfologiei existente, în timp foarte scurt un accident în peisajul geografic local. Ca procese nu vechi ci actuale, erupţiile prezintă un rol foarte însemnat în modificările morfologiei locului. S-a afirmat că vulcani noi nu se mai formează, fapt dezminţit prin : vulcanul Jorullo din Mexic, care a apărut la 1759, de atunci înălţîndu-se mereu prin alte erupţii ; vulcanul Chinyero din insulele Canare format în 1909, vulcanul din Ranco — format cu prilejul cutremurelor din Chile în 1960. Şi mai recent, la 14 noiembrie 1963, prin erupţia unui vulcan submarin, a început să se înalţe o nouă insulă în preajma arhipelagului Vestmannaeyjar din sudul Islandei. Erupţiile au continuat, astfel că la începutul lunii decembrie noua insulă ajunsese la 100 m înălţime deasupra nivelului oceanic, ocupînd o lungime de peste jumătate de kilometru. Erupţia se află încă în continuare.

Au fost deosebite patru tipuri de activități vulcanice în raport cu temperatura și fluiditatea lavei, cu compoziția ei mai bazică sau mai acidă, cu violența exploziilor și proporția materialelor aruncate. Fluiditatea lavei scade în genere de la tipul A spre tipul D și ea se datorește creșterii proporției de silice, deși există și excepții în această privință. Temperaturile cele mai ridicate ale la-

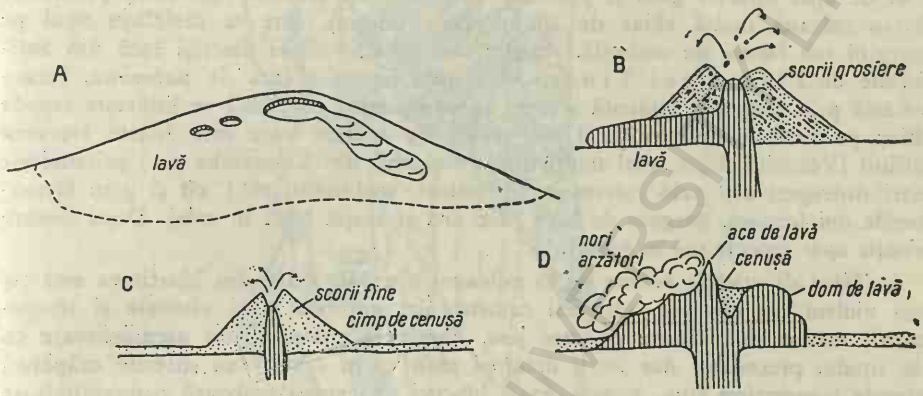


Fig. 211. — Cele patru tipuri de erupții vulcanice (după M. Derruau). *A*, Hawaian ; *B*, strombalian ; *C*, volcanian ; *D*, *péléan*.

velor dau caracterul exploziv, distrugător al erupțiilor la care contribuie și proporția de vapori. La rîndul ei vîscozitatea lavelor depinde de compoziția chimică (mai ales de concentrarea în oxid feros, în potasiu, în vapori de apă, în gaze), de temperatura ei (36). În raport cu aceste elemente se produc următoarele *tipuri* de *erupții*, de pe urma fiecăreia rezultînd acțiuni diferențiale în privința modelării (prin distrugeri sau construcții de relief nou) :

Tipul hawaian se produce în condițiile existenței unor lave fluide care dau o erupție continuă și relativ liniștită, ca un lac cu stagnarea lavei într-un crater larg. Din cînd în cînd lavele se revarsă în afară ca niște torenți. Faptul explică înălțarea slabă ușor bombată a vulcanului respectiv (fig. 211). Exemple de acest tip îl constituie vulcanul Mauna-Loa din arhipelagul Hawai, Kilauea din același arhipelag etc. sau unii vulcani din Africa Centrală (Kivu). De pe urma acestor erupții liniștite nu rezultă distrugeri, nici invazii distrugătoare de lave ; au așadar o influență lipsită de însemnătate în procesele modelării reliefului.

Tipul strombolian prezintă de asemenea o erupție continuă cu lava fluidă în crater, dar care aruncă din cînd în cînd (la unii vulcani din acest tip asemenea explozii ritmice se repetă la cîteva ore) coloane de gaze, bombe și scorii, fără ca aceste explozii să aibă efecte dăunătoare, întrucît ele recad în crater. Fenomenul este spectaculos, mai cu seamă în timpul nopții, justificînd denumirea dată de exemplu vulcanului Stromboli de „far al Mediteranei". În aceste faze, lava se prelinge doar puțin în afara craterului, care se înalță astfel continuu. În modelarea reliefului din jur, nici acest tip de erupție specifică vulcanului Stromboli din insulele Lipari, care este în erupție continuă din antichitate, sau unor vulcani

din Kamceatka (Avacinskaia sopka), nu are un rol important: distrugerile sînt minime, doar construcţia conului este efectul pozitiv ce se înscrie în peisaj.

Tipul volcanian, de la vulcanul Volcano tot din Lipari, în activitate cu mici intermitenţe din 1880, se manifestă, datorită lavei mai puţin fluide şi care se întăreşte îndată, prin erupţii foarte violente ce se anunţă mai înainte prin cutremure şi zgomote subterane repetate, apoi prin coloane de fum amestecate cu vapori de apă, diferite gaze şi particule fine de rocă (cenuşa vulcanică) proiectate într-o coloană înaltă chiar de 10 km (la Vezuviu), care se răsfrînge apoi pe margini sub formă de umbrelă. Aceştia sînt *norii arzători* descrişi încă din antichitate de Pliniu cel Tînăr. Abia apoi urmează faza de paroxism, caracterizată prin curgerea violentă a lavei incandescente, care însă se întăreşte repede chiar pe versanţii povîrniţi. Tipul acesta de erupţie care este foarte frecvent întîlnit (Vezuviul, Etna, mai mulţi dintre vulcanii din Kamceatka ş.a.) pricinuieşte mari distrugeri atît prin cutremure (crăpături, scufundări etc.), cît şi prin formaţiunile noi (cenuşă, curgere de lave care ard şi surpă totul în cale). După fiecare erupţie apar aspecte noi în peisaj.

Tipul de erupţie péléan de la vulcanul din Mt. Pelée din Martinica este cel mai violent, cu efectele cele mai catastrofale, datorită lavei vîscoase şi temperaturii extrem de ridicate cu care iese. Fazele începătoare sînt asemănătoare cu ale tipului precedent, dar *norii arzători* emişi prin crater sau diferite crăpături laterale (cuprinzînd fum, vapori, gaze, blocuri de cenuşă) coboară rostogolindu-se pe pante ca o avalanşă cu viteze de 10-150 m/s, distrugînd prin suflul arzător totul în calea lor. Viteza considerabilă pricinuieşte un număr mare de victime. Astfel, la erupţia din Martinica au pierit toţi locuitorii de pe teritoriul pe care s-au extins aceşti nori arzători. Dar cu această fază paroxismul erupţiei abia începe, căci lava foarte vîscoasă ce se întăreşte imediat saltă ca un dop, înălţînd vîrful vulcanului cu sute de metri, dîndu-i altă formă, în vreme ce fragmente şi rupturi mărginaşe produc noi nori arzători. Uneori întreg craterul este distrus în mii de fărîme şi aruncat în aer (Krakatoa, 1883). Acest tip de erupţie este atît de distrugător, încît morfologia se schimbă radical în urma ei. Acelaşi tip de erupţie s-a înregistrat în Guatemala la vulcanul Sfînta Maria (1922 — 1925), la vulcanul Merapi din Java (1930 — 1931) etc. În Kamceatka, unde se află 60 de vulcani activi, vulcanul Bezîmeanîi (Fără Nume), care părea stins de multă vreme, e erupt în 1956 cu o explozie care i-a retezat vîrful cu 200 m.

Subliniem că cele arătate mai sus sînt *tipuri de erupţie*, deci de manifestare, nu tipuri de vulcani. Acelaşi vulcan poate schimba în timp tipul de erupţie. Se cunosc multe asemenea exemple. Etna, în genere un vulcan foarte exploziv, prezintă uneori erupţii liniştite, cu lavă fluidă, şi, invers, vulcani în genere liniştiţi dau erupţii de o violenţă neaşteptată. Cercetările arată că o schimbare relativ neînsemnată în compoziţia lavei poate face trecerea de la un tip la altul de erupţie.

Manifestările postvulcanice sub forma unor emanaţii de gaze sau aburi fierbinţi (fumarole, solfatare, mofete), care pot dura perioade foarte îndelungate, nu au direct mare însemnătate pentru modelarea reliefului, ci numai indirect prin activarea proceselor de alterare, deci de pregătire a condiţiilor pentru o mai înlesnită distrucţie. Menţionăm totuşi ca o curiozitate că tehnica actuală foloseşte aseme-

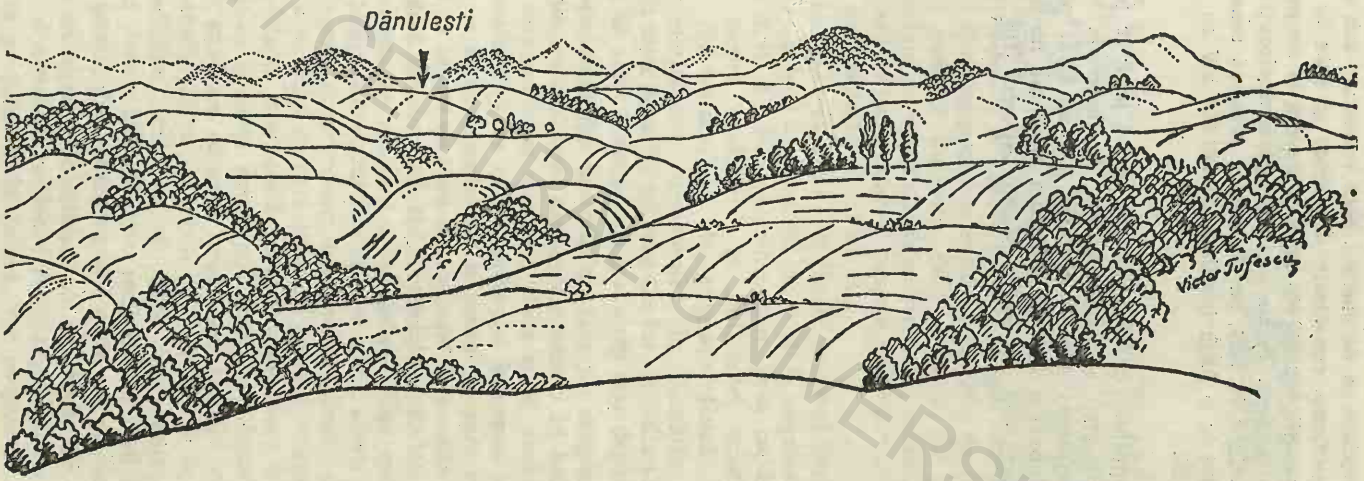


Fig. 212. — Aspecte caracteristice din zona de roci vulcanice din sudul Munților Apuseni. Schiță luată de la Almaș-Săliște (raionul Ilia) spre est.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nea emanaţii pentru producerea de energie. Sînt cunoscute sub acest raport folosirea fumarolelor albe (sofioni), constituite din aburi şi gaze în Toscana (Italia). Unele dintre aceste emanaţii dau 320 000 kg de abur/oră la temperatura de 240°C şi la presiune de 5-30 atmosfere. Prima centrală geotermoelectrică pe baza acestei energii a intrat în funcţiune în 1924, iar de atunci, prin noi construcţii de centrale, se ajunsese pînă în 1954 la o forţă instalată de 261 000 kW cu tendinţa de extensiune destul de rapidă.

De pe urma erupţiilor rezultă îndeosebi forme pozitive (conurile vulcanice, stîlpi de tipuri diferite etc.) şi de acumulare de materiale vulcanice (aglomerate, cenuşă etc.). Morfologia zonelor eruptive are un tipar propriu, care, chiar după ce un timp îndelungat a stat sub influenţa eroziunii, nu-şi pierde caracteristica sa. Asemenea aspecte sînt comune în Munţii Apuseni (fig. 212), în zona Baia Mare etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. II. INFLUENȚA ROCII ȘI STRUCTURII ÎN MODELAREA SCOARȚEI TERESTRE

S-a observat încă demult că, pe lîngă tiparele proprii imprimate reliefului de agentul modelator care le-a dat naștere (un relief eolian de exemplu deosebindu-se net de unul glaciar sau de unul rezultat de pe urma eroziunii apelor curgătoare etc.), trebuie pusă în evidență influența tot atît de hotărîtoare pe care o exercită roca și structura în modelarea acestuia. Același agent denudator generează forme de relief diferențiate în raport cu roca asupra căreia lucrează ; cu alte cuvinte, fiecărei roci îi corespunde un anumit ansamblu de forme, anumite trăsături de relief proprii : pantelor domoale, larg ondulate ale reliefului argilos, li se opun pantele apropiate de verticală, ruiniforme, cu cizelura de amănunt ale ținuturilor calcaroase sau formele masive, greoaie, rotunjite pe interfluvii, dar cu văi înguste în defileu din ținuturile granitice etc.

Dacă asemenea observații au fost făcute începînd încă cu lucrările lui Alexander von Humboldt, meritul de a le fi organizat într-un sistem științific revine lui Emm. de Martonne, care, prin capitolele speciale rezervate „influenței rocii asupra modelării" și „influenței structurale și tectonice" în crearea reliefului din tratatul său de geografie fizică (48), trebuie considerat întemeietorul *geomorfologiei structurale.* În lucrările ulterioare — între care menționăm în mod deosebit pe cele ale lui A. Cailleux, J. Tricart ș.a. — cercetările în acest domeniu au fost duse mai departe (28).

În latura geomorfologiei aplicate de care ne ocupăm în această lucrare se poate afirma că pentru a supune elementele naturii în lucrările de corecție ce se execută nu este suficient a se cunoaște chiar și în amănunt numai mecanismul fiecărui agent denudator (ceea ce s-a prezentat în prima parte a lucrării), ci trebuie neapărat să se ia în considerație și modul în care principiile acestea generale se nuanțează în raport cu roca și structura. În această privință s-a afirmat pe drept cuvînt că, dacă structura dă stilul reliefului (tabular, cutat etc.), roca imprimă nuanțele, cizelarea de amănunt a reliefului (relief carstic, relief granitic, relief argilos etc.). Mulți dintre practicienii care aplică aceste principii în lucrări, cum ar fi de exemplu cele de corectare a torenților, rămîn deseori doar la cunoașterea unilaterală a modului în care lucrează agentul respectiv și neglijează partea legată de geomorfologia structurală, ceea ce poate duce la greșeli regretabile. Nu se pot aplica șablon anumite prescripții legate de dinamica agentului, neținînd seamă de roca și structura regiunii respective. Trebuie avută în vedere întreaga complexitate a naturii pentru ca lucrările efectuate să se îmbine cît mai normal în ansamblul condițiilor locale, nu să creeze discordanțe cu acestea.

Dar, tratînd despre însemnătatea rocii și structurii în modelarea reliefului, nu trebuie să se piardă din vedere că mai peste tot nu roca este cea care se află în contact direct cu agenții denudatori, ci depozitele de cuvertură, fie rezultate din dezagregarea și alterarea pe loc a rocii, *regolitul,* fie restructurate prin mișcare gravitațională pe pante, prin șiroire, ape curgătoare etc. Aceste depozite de

cuvertură, acoperite la rîndul lor cu *soluri* de diferite tipuri, constituie de fapt o protecţie pentru roca de dedesubt. În afara condiţiilor de rocă, trebuie deci să se ţină seamă şi de caracteristicile la eroziune ale acestor depozite, inclusiv solul, ştiut fiind că, atunci cînd degradarea terenurilor a ajuns la înlăturarea completă a solului, dezastrul este foarte mare, iar lucrările de repunere a naturii la starea de echilibru trebuie să fie foarte complexe şi costisitoare.

1. COMPORTAREA ROCILOR LA ACŢIUNEA AGENŢILOR MODELATORI

Însuşirile diferenţiale ale rocilor faţă de eroziune. Ele nu corespund întru totul clasificării geologice ale acestora. Între cele trei mari categorii separate după criterii genetice în geologie — roci eruptive, sedimentare şi metamorfice — există fără îndoială deosebiri bine marcate ; dar cum în fiecare dintre cele trei grupe se cuprind roci foarte diferite ca rezistenţă la eroziune (de exemplu între cele sedimentare : nisipuri, argile, calcare sau între cele metamorfice : gnaisuri, micaşisturi etc.), această grupare nu poate sta la baza analizei de care se ocupă capitolul de faţă.

Unii geografi, printre care şi Emm. de Martonne, nu recunosc decît primele două grupe de roci (eruptive şi sedimentare) ca fiind bine diferenţiate în ceea ce priveşte comportarea lor la eroziune, rocile metamorfice asemănîndu-se sub acest raport fie cu cele eruptive, fie cu cele sedimentare din care au provenit. Cercetările mai de amănunt din ultima vreme arată că lucrurile nu sînt atît de simple, în grupa rocilor metamorfice existînd unele bine individualizate prin formele de relief specifice la care dau naştere.

Necorespondenţa dintre categoriile geologice de roci şi lipsa de uniformitate a acestora în modul de comportare la eroziune nu implică stabilirea unei alte clasificări pe criterii geomorfologice a rocilor, opuse celei geologice, ci, necesitatea a reţine din clasificarea geologică caracteristicile generale ale fiecărui grup, pe care să le detaliem prin subîmpărţiri ce pot merge pînă la fiecare rocă în parte.

Natura este mai complexă şi în această privinţă. Categoriile folosite în geologie nu pot da indicaţii decît asupra liniilor mari ale problemei, întrucît fiecare rocă în parte, din cadrul aceleiaşi categorii, prezintă însuşiri proprii în ceea ce priveşte comportarea lor la eroziune. Mai mult chiar, aceeaşi rocă, prin diferenţierile de facies sau prin starea de alterare sub care se prezintă, poate da variante remarcabile. Gresiile pot fi foarte friabile sau de o duritate remarcabilă ; chiar granitele pot fi mai puţin rezistente cînd conţinutul lor în biotit (mica neagră) sau plagioclazi (feldspaţi calcosodici) este mai mare şi mai rezistente cînd proporţia cuarţului este mai ridicată sau conţine miorolin (feldspaţi potasici). Eroziunea capătă astfel posibilităţi diferite de comportare chiar faţă de aceeaşi rocă, deşi *stilul* general al formelor care rezultă prezintă caractere comune ; de asemenea poate fi vorba şi de deosebiri de ritm în dezvoltarea eroziunii.

În felul acesta este necesar ca, menținînd cele trei categorii genetice de roci folosite în geologie doar pentru însușirile lor generale, să urmărim caracteristicile comportării la eroziune ale fiecărei roci în parte dintre cele mai frecvent întîlnite. Între acestea, mai importante pentru procesele ce se produc în ansamblul acțiunii de modelare trebuie considerate duritatea, coerența, omogenitatea, mărimea particulelor componente, șistozitatea și masivitatea, permeabilitatea etc. Unele dintre aceste caracteristici au fost analizate în legătură cu porniturile, cu eroziunea apelor curgătoare, din punctul respectiv de vedere. Interesează însă acum mai mult reflexul lor în formele de relief la care dau naștere.

Duritatea, care se opune friabilității, deși pare o noțiune bine precizată, întrucît fiecare mineral component are un indice propriu de duritate, rămîne totuși, așa cum s-a afirmat, „o expresie vagă", întrucît duritatea rocii nu reprezintă media durității mineralelor componente. O rocă poate fi dură în comparație cu alta (o gresie față de o argilă) și moale sau friabilă față de alta (aceeași gresie față de un cuarțit de exemplu). În genere, de duritatea rocii se leagă ritmul dezvoltării proceselor de eroziune (mai lent în rocile de duritate accentuată) și aspectele generale de relief: văi înguste, versanți mai puternic înclinați, energie de relief mai mare în rocile dure. Și totuși, duritatea singură nu poate explica întru totul nici ritmul și nici formele rezultate. Nisipul are în genere o duritate ridicată, întrucît principalul său component — cuarțul — este un mineral dur; totuși el prezintă o relativ slabă rezistență la eroziune. M. Derruau (36) propune o noțiune specifică, *rezistența morfologică a rocilor.* Dar pentru definirea acesteia este necesar să se urmărească și alte caracteristici ale rocilor.

Coerența sau compactitatea este definită prin legătura strînsă dintre particulele componente. În exemplul de mai sus, nisipurile ale căror particule libere pot lesne aluneca unele peste altele la cea mai mică solicitare mecanică, coerența este nulă. Apropiată de aceasta este și coerența depozitelor de pietrișuri de terasă sau piemontane, a grohotișurilor etc. Dimpotrivă, ea ajunge maximă la rocile compacte de felul calcarelor masive, granitelor în tăietură proaspătă etc. Chiar rocile compacte zdruncinate prin mișcări violente, cum ar fi cutremurele care creează fisurații și crăpături, ori alterate și dezagregate, prezintă o coerență redusă. Ca urmare, rocile compacte opun o rezistență remarcabilă dînd naștere la văi înguste cu versanți povîrniți, rezultați de pe urma eroziunii remontante în talveg și întîrzierii fasonării versanților, întrucît procesele de șiroire, de alunecare etc. nu pot lua amploare. Dimpotrivă, rocile necoerente dau posibilitatea unei înaintări rapide a proceselor menționate, de unde explicația transformărilor deosebit de active ale reliefului în ținuturile piemontane și în cele în care formațiunile de nisipuri sînt precumpănitoare.

Omogenitatea unei roci, adică alcătuirea ei din particule de aceleași dimensiuni sau natură minerală, constituie o altă forță care se opune eroziunii în înțeles larg. O rocă oricît de dură și coerentă, dar eterogenă ca alcătuire, cedează în primul rînd la acțiunea alterării, descompunîndu-se și deschizînd prin aceasta calea diverșilor agenți modelatori care o dezagregă. Cel mai bun exemplu îl oferă în această privință granitul, socotit ca simbol al trăiniciei. Avînd o alcătuire eterogenă atît prin cele trei minerale constituente (cuarț, feldspat și mică), cît și ca dimensiuni și colorație a particulelor, roca prezintă indici diferiți de dilatare la căldură, posibilități diferite de atac al apelor de infiltrare, care se exercită cu deosebire asupra feldspaților mai accentuat solubili, pe care-i transformă în argile, de

unde dezlipirea celorlalte particule unele de altele și depunerea lor sub forma unei arene pe povîrnișuri sau la baza acestora. Iau naștere astfel depozite de cuvertură caracteristice, lesne atacate de șiroiri, alunecări etc. Este drept însă că odată formată această cuvertură, ea îndeplinește și un rol protector asupra rocii de dedesubt. Alterarea și dezagregarea fiind principalele căi de atac ale acestei categorii de roci, se explică de ce ele nu se exercită atît prin adîncirea în talveg, cît mai ales prin fasonarea versanților prin întreaga gamă de procese de pantă (48), dar în primul rînd prin alunecări, acolo unde s-au format depozite de cuvertură suficient de groase, și prin rostogoliri, unde roca este golașă. Iată pentru ce văile în această formațiune sînt relativ strîmte la partea lor inferioară și lărgite la partea lor superioară, unde se termină prin umeri rotunjiți.

Mărimea particulelor rocii influențează în mod diferit asupra modelării. Astfel, eroziunea prin apele curgătoare este stingherită în depozitele cu particule mari datorită între altele infiltrației foarte lesnicioase, care sustrage o parte din debitul de șiroire ; de aceea eroziunea pe versanți este redusă, iar panta acestora se poate menține accentuată. Eroziunea în talveg este și ea întîrziată în situația particulelor fine ce căptușesc albia, chiar cînd acestea sînt mobile sub formă de mîl. Mărimea particulelor interesează însă și mai mult în legătură cu componența rocilor eterogene, diversitatea de dimensiuni contribuind la desfacerea cu ușurință a acestora.

Șistozitatea și *masivitatea* rocilor, ca însușiri contrare, diferențiază atît ritmul modelării, cît și formele rezultate. Masivitatea, întîlnită mai frecvent la rocile de origine endogenă, dă rezistență atît la dezagregare-alterare, cît și la celelalte procese de eroziune. De altfel și infiltrarea fiind redusă, rezultă o rețea hidrografică foarte deasă și o adevărată abundență de izvoare. Dimpotrivă, rocile șistoase prezentînd nenumărate planuri de discontinuitate sau măcar o slăbire a coeziunii dintre particule, deschid largi posibilități de pătrundere a apelor, deci de dezagregare și alterare intensă, cu deosebire cînd aceste planuri prezintă o oarecare înclinare. În această situație roca se macină cu atîta rapiditate, încît la unele roci (de exemplu șisturile menilitice și cele disodilice) versanții rămîn mai totdeauna golași, acoperiți cu foițe subțiri ca niște plăcuțe minuscule, ca și cum roca s-ar descuama (fig. 213). Unele dintre caracteristicile șistozității se regăsesc în stratificarea rocilor sedimentare, care se comportă pînă la un punct la fel cu precedentele.

La caracteristicile de mai sus trebuie adăugată *permeabilitatea*, care prezintă în genere o mult mai mare importanță în procesele de eroziune decît pare la prima vedere. S-a arătat că permeabilitatea ajunge maximă în rocile mobile cu particule mari, ca nisipurile sau pietrișurile, că impermeabilitate absolută nu există și că numai rocile masive și compacte ca granitul și cele sedimentare cu particule extrem de fine ca argilele sau marnele se apropie mult de impermeabilitate. În legătură cu comportarea rocilor la eroziune, trebuie să menționăm în mod deosebit două caracteristici : pe versanții formați din roci permeabile, infiltrarea puternică reduce șiroirea și alunecările, astfel că aceștia se mențin în pantă accentuată chiar în zone deluroase. Sînt cunoscute astfel pantele abrupte din regiunile de pietrișuri și nisipuri grosiere. Pe valea Rîului Doamnei în apropiere de Retevoești, asemenea povîrnișuri puternic înclinate au mai multe zeci de metri înălțime. Într-al doilea rînd, întrucît alterarea superficială, șiroirile și celelalte procese care contribuie la formarea acumulărilor de pe versanți sau de pe talveg sînt mi-

nime, acumulările de felul deluviilor, conurilor de dejecție, depozitelor aluviale etc. sînt rar întîlnite.

La cele de mai sus se pot adăuga și alte caracteristici între care : *solubilitatea* rocilor (mai accentuată la sare, gips, calcare), *fisurarea* lor, prin care se deschide drum liber apelor și deci proceselor fizice și chimice în interiorul rocilor etc.

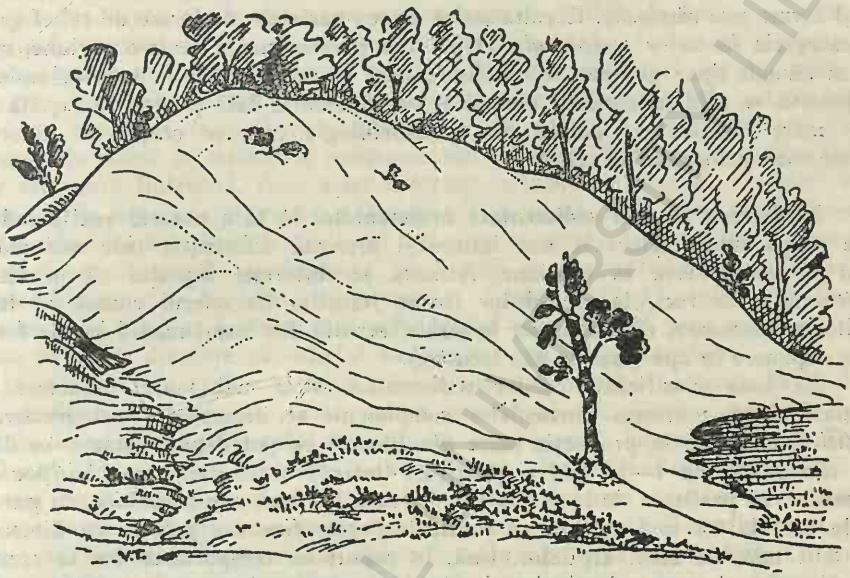


Fig. 213. — Vîrful Roșu, valea Vulcăniței (raionul Tîrgoviște), complet golaș, vegetația neputînd prinde datorită cojirii necontenite a rocii (o marnă foioasă oligocenă în plăcuțe minuscule care curg la vale).

Dacă, datorită complexității însușirilor arătate, nu s-a ajuns încă la stabilirea unor indici de *rezistență morfologică a rocilor,* necesitățile geotehnice au dus la diferențierea unor categorii de roci în raport cu rezistența lor la diverse probe de laborator. Categoriile acestea diferă în amănunt de la un autor la altul, diferă chiar ca număr de grupe ; în linii mari însă pot fi recunoscute următoarele grupe :

roci foarte rezistente : cuarțite, bazalte ;
roci rezistente : granite, porfire, aplite, calcare silicioase, dolomite, gresii foarte compacte cu ciment cuarțos ș.a. ;
roci moderat rezistente : calcare, gresii, conglomerate și brecii, șisturi argiloase ;
roci relativ slabe : calcare cochilifere, cretă, marne, gresii necompacte, conglomerate slab cimentate ;
roci moi : argile, loess și depozite loessoide etc. ;
roci necoerente : nisipuri, pietrișuri.

Se vede astfel că de pe urma diferenței de facies petrografic rezultă deosebiri însemnate în comportarea rocilor la acțiunea dezagregării — alterării (mai

intensă în rocile dure coerente şi eterogene), la acţiunea apelor curgătoare (mai intensă în rocile friabile, necoerente), la acţiunea alunecărilor şi în genere a porniturilor umede (mai intense în rocile friabile şi impermeabile) etc. De pe urma îmbinării însuşirilor diferenţiale ale rocilor, denudarea devine selectivă, iar rezultatul ei este ceea ce se numeşte în mod curent *eroziune diferenţială*. Cu cît varietatea rocilor este mai mare, cu atît eroziunea diferenţială este mai accentuată, dînd forme mai răspicate. Rezultă astfel marea varietate de forme de relief grupate în categoria *formelor sculpturale*. După roca predominantă dintr-o regiune, rezultă şi un anumit tipar general al reliefului, care se repetă în linii mari oriunde roca respectivă se află în condiţii climatice asemănătoare. Iată pentru ce capătă o tot mai mare însemnătate partea din geomorfologie care se ocupă cu raporturile dintre rocă şi formele de relief.

Modelarea în roci sedimentare necimentate. În ţara noastră rocile sedimentare ocupă suprafeţele cele mai întinse şi prezintă diferenţele cele mai mari ca mod de comportare la eroziune. Aceasta se datoreşte faptului că provin din distrucţia altor roci, la rîndul lor foarte felurite. Caracterul comun al tuturor rocilor sedimentare, dispoziţia lor în strate, rezultă din însuşi modul lor de formare prin depunere în ape (marine sau lacustre).

La baza clasificării rocilor sedimentare stau mai multe caractere diferenţiale. După mărimea particulelor componente se deosebesc : *roci grosiere* sau *psefitice*, alcătuite în proporţie mare din blocuri ce pot depăşi chiar 1 m diametru, din galeţi (de 1—10 cm) şi pietrişuri (între 1 şi 10 mm) ; *roci nisipoase* sau *psamitice*, cu particule de la 0,1 la 1 mm ; *roci prăfoase* sau *aleuritice*, cu particule de la 0,01 la 0,1 mm, şi roci cu particule *foarte fine* sau *pelitice* cu dimensiuni sub 0,01 mm, de felul argilelor. Însă, în raport cu comportarea lor la eroziune, mai nimerită ni se pare împărţirea lor în două grupe principale : a rocilor cu particule necimentate, de felul argilelor, nisipurilor ş.a., şi a rocilor cu particule cimentate, de felul gresiilor, conglomeratelor etc. Caracteristica aceasta — cu aparenţă neînsemnată, a legării sau lipsei de legătură între particule, a aderării lor directe sau prin intermediul unui ciment — reflectă unele dintre însuşirile rocilor enumerate în paragraful anterior, care explică trăsăturile comune sau cele contrastante ale reliefului rezultat.

Calcarele se tratează de obicei aparte, întrucît prin însuşirile lor specifice ele dau naştere unei morfologii proprii carstice, întîlnite cu unele nuanţe şi la alte roci (gipsuri, sare), ca o categorie aparte.

Nisipurile, care pot avea nu numai origine sedimentară, ci şi aluvială, uneori eoliană, prezintă două caracteristici pregnante : necoerenţa şi permeabilitatea accentuată. Cea dintîi explică o însuşire aparent contradictorie : particulele din care este alcătuit — firicelele de nisip —, constituite din silice sau cuarţ, au o duritate foarte mare şi sînt în genere inalterabile (cu excepţia ţinuturilor calde şi umede) ; aşadar, luate fiecare în parte, sînt foarte rezistente la eroziune datorită mobilităţii particulelor care alunecă cu uşurinţă unele peste altele. Fenomenul *nisipurilor curgătoare* prezentat în prima parte a lucrării este astfel specific mai ales la o anumită dimensionare şi formă a particulelor.

Permeabilitatea accentuată a nisipurilor se datoreşte în parte necoerenţei particulelor, în parte golurilor dintre acestea, prin care apa poate circula cu uşurinţă.

În unele situații, și anume cînd sînt saturate cu apă la ploi mari, ori prin îngheț, nisipurile pot ajunge impermeabile, ceea ce arată importanța factorului climatic prin modul atît de diferit de comportare al uneia și aceleiași roci. În climatul țării noastre, în care ploile excesive sînt o raritate, iar înghețul de adînc cu totul limitat, nisipul se comportă în genere ca o rocă accentuat permeabilă.

Datorită marii permeabilității, circulația superficială a apelor pe de o parte, eroziunea din talveg pe de altă parte sînt aproape imposibile în nisipuri. De aceea în ținuturile nisipoase versanții nu sînt atacați prin șiroiri și nici prin alunecări de teren ; panta lor se reduce totuși relativ repede datorită altui proces specific : alunecarea firicelelor de nisip unele peste altele sub impulsul celei mai neînsemnate forțe mecanice (vînt, lovirea picăturilor de ploaie etc.), ca urmare proeminențele de relief în terenurile nisipoase sînt efemere. Dimpotrivă, adîncirea în talveg este mult întîrziată. Prin acest contrast — rapida diminuare a pantei versanților pe de o parte, întîrzierea adîncirii văilor pe de alta — se explică aspectele de relief caracteristice : văi largi evazate, versanți slab înclinați, talveguri obișnuit lipsite de cursuri permanente. S-a vorbit pe drept cuvînt de o degradare a rețelei hidrografice în ținuturile nisipoase, scurgerile fiind intermitente (avînd apă numai la ploi) și indecise, întrucît debitul este sustras prin infiltrare. S-a afirmat pe bună dreptate că relieful nisipurilor este „depersonalizat".

Dar infiltrația apelor în nisipuri are unele urmări importante în modificarea consistenței acestei roci : iau naștere concreționările, ușoare cimentări între particule datorită înmuierii celor nesilicioase, care creează aderențe în rest. Fenomenul este de asemenea frecvent în vecinătatea pînzei freatice, fapt întîlnit în provincia Beauce de la sud de Paris (48). Concreționarea aceasta poate merge pînă la crearea unui sau unor orizonturi mai dure, de regulă discontinue, ca niște bancuri mai rezistente în cuprinsul nisipurilor sau sub forma unor întărituri rotunde. Aceste întărituri dau posibilitatea menținerii unor pante relativ accentuate ale versanților, ceea ce protejează și nisipurile de dedesubt împotriva acțiunii de eroziune a apelor. Așa se explică de exemplu valea adîncită a Bezdidelului cu versanți puternic povîrniți în amonte de Miculești, unde predomină nisipurile intens concreționate (fig. 214).

Concrețiunile de formă sferică sau aproape sferică, *trovanții*, cunoscuți popular sub numele *bălătruci*, sînt uneori tari ca gresia. Pe alocuri ajung la dimensiuni considerabile (peste 1 m diametrul). Cunoscute sînt cele din dealul Feleacului aproape de Cluj și cele de la Bela și Miculești la nord de Pucioasa (fig. 215). Desprinzîndu-se din povîrnișul de nisipuri, ele se rostogolesc la vale. Despicate de ger (fig. 216), lasă să se vadă structura lor concentrică concreționară. Forme curioase iau unele concrețiuni din nisipurile Colinelor Tutovei, pe care mai demult unii cercetători le credeau fosile.

Trebuie să menționăm însă că nisipurile prezintă mari variații atît ca facies petrografic, ca mărime a particulelor, cît și sub raportul climei dominante. În genere, nisipurile cuarțoase sînt cele mai mobile și deci cele mai ușor de modificat prin „eroziune", sub forma alunecării particulelor unele peste altele. Cînd însă nisipurile cuprind și firicele din alte minerale, apar însușiri noi. De exemplu nisipurile calcaroase prezintă în genere o mobilitate mai redusă datorită descompunerii rapide a particulelor respective, cu formarea unui reziduu argilos care joacă rolul de liant. La nisipurile argiloase stabilitatea crește și mai mult, însușirile contradictorii ale celor două roci sprijinindu-se reciproc : prin înmuierea

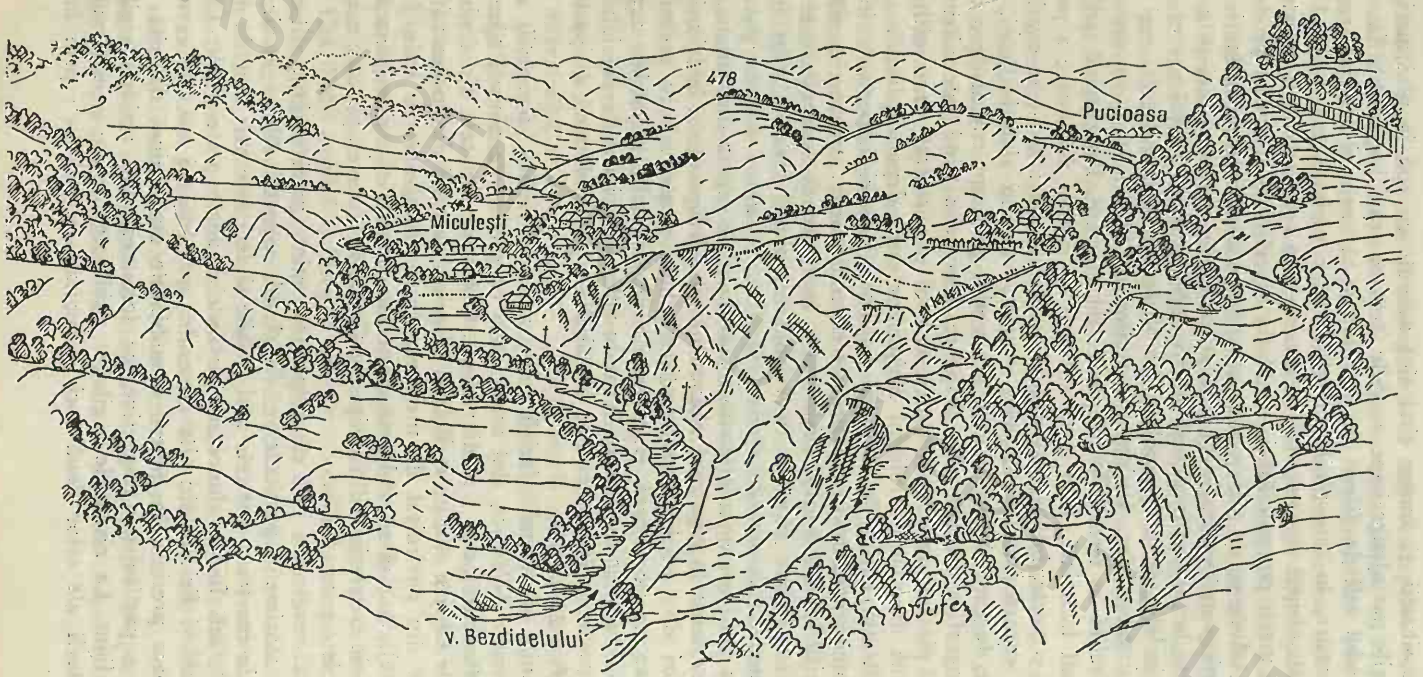


Fig. 214. — Valea Bezdidelului săpată în nisipuri cu concreţionări sub formă de trovanţi şi de orizonturi întărite care explică povîrnişurile puternic înclinate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

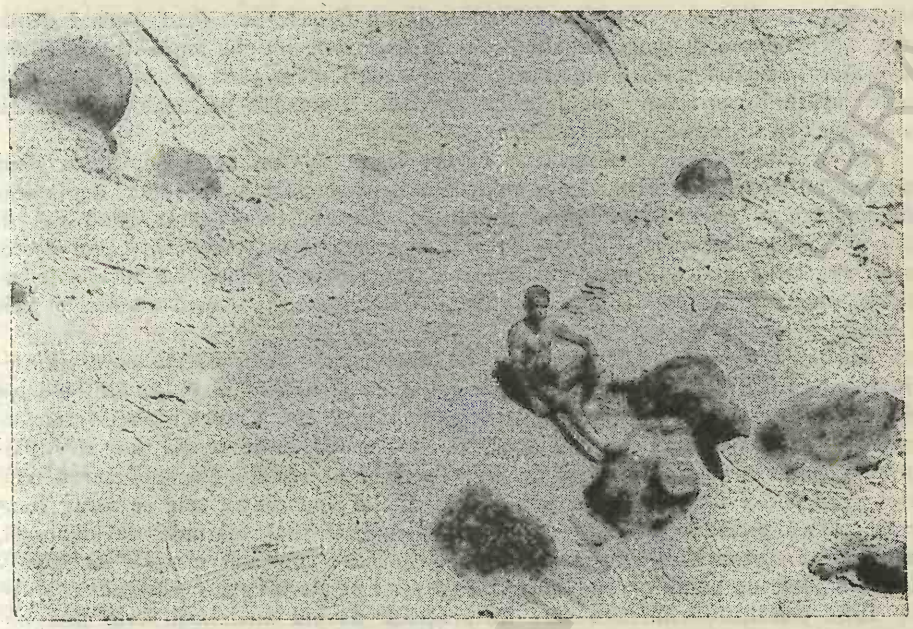


Fig. 215. — Versant cu trovanţi (bălătruci) pe valea Bezdidelului, la nord de Pucioasa.

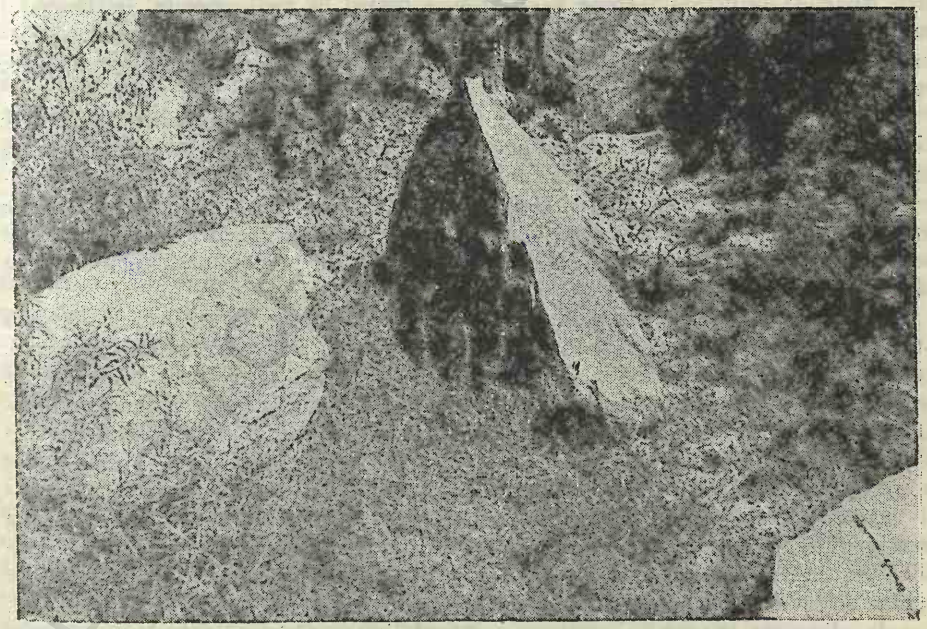


Fig. 216. — Bălătruc secţionat de ger, la care se poate urmări modul de concreţionare a nisipurilor.

BOD LIBRARY

particulelor argiloase acestea creează aderenţe cu firicele de siliciu, oprind deplasarea independentă a unora de altele, iar la uscăciune nisipul împiedică la rîndul său crăparea argilei şi deci antrenarea în alunecări. Prin acest amestec însă, nisipurile capătă însuşiri noi : ele favorizează şiroirile întrucît permeabilitatea scade şi o dată cu ea se reduc şi infiltrările.

În această situaţie nisipurile se comportă ca şi cum ar fi supuse la două procese de eroziune diferite. La nisipurile silicioase pure se produce deplasarea independentă a particulelor unele de altele, procesul distrugător fiind cel de *creeping* în cazul acoperirii cu o cuvertură vegetală şi cel *eolian* în cazul descoperirii vegetale, cînd vîntul spulberă aceste firicele necoerente. La nisipurile argiloase, procesele distructive sînt cele de *solifluxiune* sub covorul vegetal şi cele de *şiroire* deasupra (36).

Mărimea firicelelor de nisip are de asemenea o însemnătate care nu trebuie pierdută din vedere. Cu cît acestea au dimensiuni mai mari, cu atît ele pot menţine povîrnişuri mai puternic înclinate, depăşind 15°. Cînd nisipurile cuprind şi pietrişuri, ceea ce se întîlneşte frecvent la depozitele de terasă sau cele piemontane, panta se poate apropia de 45°. Formele ce rezultă din modelarea unor astfel de depozite inegale ca mărime a particulelor sînt dintre cele ce atrag lesne atenţia. Cînd pietre mai mari protejează nisipurile mai mărunte de dedesubt, fiind aşezate discontinuu, iau naştere forme curioase cum sînt *crestele de pămînt* (sau piramidele de pămînt) (*badlands* în engl.), iar pe alocuri chiar *piramide coafate*.

Între condiţiile climatice care influenţează asupra modelării, cele mai importante sînt prezenţa sau lipsa precipitaţiilor. Umiditatea face să crească în genere coeziunea nisipurilor. În afara faptului că prin apă se creează uşoare aderenţe între firele de nisip, nu trebuie neglijat nici faptul că apa sporeşte descompunerea particulelor nesilicioase din rocă, ceea ce creează un reziduu liant. La uscăciune, uşoara coeziune creată dispare, iar alunecarea firelor unele peste altele se produce mult mai rapid.

Ca urmare, şi gradul de acoperire vegetală joacă un rol însemnat în ceea ce priveşte comportarea terenurilor nisipoase la eroziune. Vegetaţia forestieră fixează nisipurile ; cînd aceasta lipseşte, ca urmare a aridităţii sau datorită defrişărilor, intervine vîntul, care spulberă firicelele mobile de nisip. Iată de ce în ţinuturile stepice sau cu un anotimp secetos, cum sînt cele mediteraneene, covorul vegetal prezentîndu-se rărit sau insular, deflaţia capătă un rol predominant în modelarea reliefului.

Se vede astfel cît de complexe sînt formele sub care se prezintă modelarea în nisipuri. În condiţiile climatului temperat umed, sub protecţia covorului vegetal, versanţii se menţin mai îndelung, „eroziunea“ acţionînd doar prin procesele de *creep*, în vreme ce pe interfluviile apropiate de orizontală ea este absentă. Alunecările specifice rocilor impermeabile şi surpările care iau naştere numai în roci cu consistenţă suficientă pentru a putea fi subminate sînt excluse ; şiroirile sînt puternic frînate pe de o parte de infiltraţia accentuată, pe de altă parte de covorul vegetal. Caracteristice sînt astfel forma convexă a versanţilor şi cea netedă a interfluviilor, în genere largi din pricina reţelei hidrografice rare. Cuvertura podzolică ce se formează frecvent pe asemenea interfluvii poate reţine umezeala şi chiar da loc la mici înmlăştiniri locale.

În climatele temperate secetoase, cu mobilitatea nisipurilor mai mare datorită uscăciunii şi vegetaţiei rare, modelarea eoliană prin deflaţie capătă întîietate.

Aceasta ajunge maximă în ținuturile deșertice. Prezența argilei chiar în proporții reduse modifică, cu deosebire în climatele umede, însușirile arătate, permițînd șiroirile (în caz de proporții mai însemnate, chiar alunecările), ceea ce duce la atenuarea pantelor, interfluviile rămînînd totuși largi și plate.

Argilele, alcătuite din particule extrem de fine, coloidale (cu dimensiuni sub 2μ), necimentate și de duritate redusă, sînt roci moi ce pot fi fărîmițate în mînă și scrijelate cu unghia. Le lipsește silicea, și contrar nisipurilor, sînt puternic impermeabile și coerente. Aceste însușiri determină întreaga dinamică a proceselor de modelare a reliefului în argile și morfologia specifică a terenurilor argiloase. Impermeabilitatea și coerența rocii sînt astfel factori hotărîtori : primul contribuind pe de o parte la generarea alunecărilor, care este procesul cel mai activ și mai caracteristic în modelarea terenurilor argiloase, intensificînd pe de altă parte la maximum scurgerile superficiale și ca urmare slaba infiltrare, duce la o extrem de activă eroziune de suprafață, ce trece lesne la șiroiri și ravinație. Cea de-a doua însușire, coerența, contribuie în mare măsură la imprimarea altor caractere de relief, întrucît se opune rostogolirii particulelor unele peste altele (de felul curgerilor nisipoase) ori mișcărilor mascate de tip *creep.*

În ceea ce privește coerența argilelor, aceasta are bineînțeles limitele ei în raport cu sarcina electrică a particulelor, care le permite a se atrage sau a deveni libere unele față de altele. Uscată și pisată, argila devine pulverulentă. În natură fărîmițarea aceasta are loc în climatele aride, o pojghiță de praf acoperind în permanență terenurile argiloase lipsite de vegetație sau cu o vegetație rară. Vîntul spulberă prin deflație aceste particule, făcînd să dăinuie în zările acelor ținuturi un fel de ceață de praf, care dă coloritul mohorît, spălăcit al peisajului. Numai după ploaie, cînd pulberea aceasta din aer depusă peste tot pe vegetație este spălată, peisajul se înviorează și parcă înverzește. Apa redă coerența pulberilor argiloase de la suprafață, care se încorporează masei de argile. Cînd acumularea de umiditate ajunge maximă, roca saturîndu-se în apă, tinde spre fluidizare, iar coerența particulelor scade din nou. La această limită se dezvoltă procesele de solifluxiune sub forma curgerilor de noroi pe sub covorul vegetal, care dau versanților forme specifice de zbîrcituri neregulate sau ovale.

La însușirile arătate, mai trebuie adăugată și aceea a „elasticității" argilelor : în vreme ce la alte roci cum sînt gresiile, calcarele etc. fisurile și crăpăturile sînt permanente și prezintă chiar tendința de dezvoltare continuă, la argile crăpăturile produse prin uscare sau prin zdruncin mecanic dispar prin umezire, ca urmare a umflării particulelor. Dar tocmai această repetată distrugere și refacere a unității rocii arată vulnerabilitatea sa cu deosebire în climatele umede.

Prin aceste caracteristici se explică de ce versanții în terenurile argiloase prezintă în genere pante reduse și aceasta mai accentuat în climatele umede. La 10° înclinare, alunecările de teren se pot manifesta din plin. Energia de relief este și ea redusă, astfel că specificul morfologiei ținuturilor argiloase îl dau văile exagerat de largi, cu versanți teșiți în pantă lină cu profil concav, iar pe fundul lor cu rîuri leneșe și deseori intermitente, datorită alimentării lor în majoritate din scurgerile de suprafață din ploi ; de asemenea înmlăștinirile sînt frecvente ca urmare a impermeabilității rocii, ce împiedică infiltrările. Așa se explică accentuarea aparentă a caracteristicilor stepice ale climatului din ținuturile argiloase. Iz-

voarele sînt rare, iar reţeaua de văi destul de deasă, cu multe văi temporar seci. Pentru nevoile gospodăreşti, în asemenea regiuni, atît la noi, cît şi în multe alte ţări, s-a trecut încă din vremuri vechi la reţinerea apelor sub formă de iazuri şi heleşteie, caracteristice în Cîmpia Jijiei, Cîmpia Transilvaniei.

Două categorii de procese sînt răspunzătoare de domolirea pantelor în terenurile argiloase : alunecările şi şiroirile ; cele dintîi mai frecvente în climatele

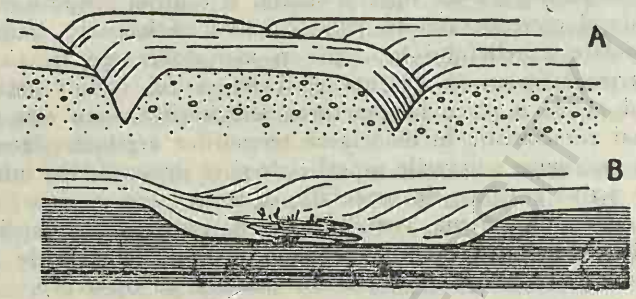


Fig. 217. — Văi înguste cu versanţi convecşi la nisipuri (*A*), largi, cu versanţi concavi şi mlăştiniri în albie la argile (*B*), care reflectă însuşirile contrastante ale nisipurilor şi argilelor (în aceleaşi condiţii de climă, temperată în cazul de faţă).

ploioase, celelalte mai ales în climate secetoase cu ploi torenţiale. Această răspîndire nu este exclusivă, întrucît cele două procese pot să conlucreze.

Alunecările constituie procesul cel mai agresiv. Ele deformează versanţii, dîndu-le neregularităţi cu proeminenţe rotunjite şi scobituri în contrapante, foarte caracteristice. La acestea se adaugă — atunci cînd argilele umezite ajung în stare curgătoare — curgerile de noroi alungite pe linia de cea mai mare pantă. Procesele gravitaţionale menţionate, care contribuie la transportul maselor argiloase din partea superioară unde se individualizează cornişa de desprindere spre cea inferioară a pantelor, explică profilul concav al versanţilor (fig. 217). Numai cînd argilele sînt protejate de o cuvertură de strate mai rezistente, formate din gresie sau calcar, se întîlnesc versanţi convecşi cu pante mai accentuate.

Vegetaţia, şi mai ales cea forestieră, precum şi intercalaţiile de nisipuri, frînează dezvoltarea alunecărilor în terenurile argiloase. Se înţelege astfel cît de periculoase pot fi despăduririle în regiunile alcătuite din argile, mai cu seamă cînd versanţii prezintă o înclinare relativ mare.

În ţinuturile cu alternanţa perioadelor secetoase cu cele de ploi torenţiale, şiroirile se dezvoltă cu precădere datorită impermeabilităţii rocii pe de o parte, violenţei ploilor pe de alta. Apele ce se scurg la suprafaţă formează rigole, cu deosebire acolo unde vegetaţia este arsă sau lipseşte. Ia naştere o reţea de ravene foarte dese şi ramificate, ce se adînceşte creînd creste unghiulare între ele. Forma aceasta de relief pentru care s-a generalizat denumirea de *badlands*, folosită în Dakota (S.U.A.), se dezvoltă mai ales pe versanţii în pantă accentuată, unde violenţa scurgerii creează o mai mare putere de eroziune. În argilele sau marnele sărate, procesul se dezvoltă în forme şi mai accentuate. Este cazul formaţiunii din Subcarpaţii de la curbură, cunoscută sub denumirea de *brecia sării*, cu

forme specifice de felul celor de la Tulnici pe malul drept al Putnei în Vrancea și din multe alte locuri. În Italia peninsulară, *argila scagliosa* creează forme asemănătoare care au dus la apariția unei întregi nomenclaturi pentru acest microrelief, intrate în parte și în bibliografia geografică internațională (48).

Formele acestea, în genere în rapidă transformare, se mențin mai îndelung în argilele cu oarecare procent de nisipuri, întrucît însușirile contrare ale celor două roci se susțin reciproc, ceea ce explică crestele și mai ascuțite. Se înțelege că morfologia de *badlands* se poate dezvolta numai în climele uscate, nu numai datorită ploilor cu caracter torențial, ci și lipsei de vegetație sau vegetației rare ; ea este necunoscută în climatele umede, unde predomină alunecările. Între aceste extreme, există și forme intermediare de *badlands* cu creste rotunjite și chiar de *badlands* îmbinate cu alunecări elementare.

În climatele subpolare sau la latitudinea țării noastre, în munți de la o anumită altitudine în sus, în locul celor două procese (al alunecării și șiroirii) la dezghețul de primăvară se dezvoltă cu precădere solifluxiunea.

Topografia terenurilor alcătuite din argile se caracterizează printr-un relief ușor ondulat, văi largi, versanți cu pante reduse, așadar aspect general de maturitate precoce și chiar de senilitate a formelor. S-a remarcat pe drept cuvînt că în terenurile argiloase relieful este întotdeauna șters și nu se poate întîlni ceea ce s-a numit „stadiu de tinerețe a formelor" ; în măsura adîncirii rețelei de văi se produce și atenuarea pantelor, lărgirea văilor etc.

Și alte roci cu însușiri apropiate de ale argilei se comportă întrucîtva asemănător. *Marna* prezintă ușoare variante față de aceasta, mai ales cînd procentul de calcar din conținutul său e mai ridicat. Șisturile argiloase și marnoase frecvente în zona flișului alpino-carpatic sînt modelate prin același proces de alunecări, de curgerile de noroi, de solifluxiune, care devin predominante față de alte procese de pantă. Topografia terenurilor cu astfel de roci însă nu mai este atît de tipică, datorită intercalațiilor de bancuri cu roci mai tari (gresii sau calcare). Fasonarea versanților este astfel mai puțin rapidă decît în argile, desimea și rămurarea rețelei hidrografice sînt în genere mai mari datorită și abundenței izvoarelor care au mai bune condiții de dezvoltare, pantele pot fi mai accentuate. La acestea se mai pot adăuga și șisturile cristaline cu conținut argilos, cum sînt clorito-șisturile ș.a.

Rocile sedimentare cimentate. În această grupă se cuprind roci relativ bine diferențiate între ele atît prin dimensiunile particulare, cît și prin rezistența cimentului care le leagă, cele mai reprezentative fiind gresiile și conglomeratele. Primele sînt alcătuite din fire de nisip omogene sub raport granulometric, dar nu totdeauna și mineralogic, prinse într-un ciment de altă natură (numai cuarțitele, din grupa rocilor metamorfice, au și firele și cimentul de legătură tot din siliciu, de unde rezistența lor foarte mare). Conglomeratele sînt formate din particule diferite ca mărime (de la dimensiunile unor nisipuri grosiere la pietrișuri și chiar blocuri de zeci de centimetri în diametru), de multe ori diferite și ca rocă, putînd cuprinde fragmente de gresii, calcare, cremene, fragmente de roci eruptive etc., încorporate într-un ciment de natură foarte diferită.

Fiind cimentate, aceste roci sînt în genere mai dure decît argilele și nisipurile, ceea ce se răsfrînge în relief prin pante mai accentuate, care pot să se apropie de verticală, să dea energia de relief mai accentuată, adică proeminențe mult

mai mari. De asemenea morfologia terenurilor alcătuite din gresii şi conglomerate este mult mai variată, diferenţiindu-se fundamental de monotonia reliefului argilos sau nisipos, iar în unele situaţii, ca de exemplu în cazul conglomeratelor sau al gresiilor dure puternic diaclazate, dau chiar forme de un pitoresc ce egalează pe cele carstice.

Gresiile sînt roci rezistente, de permeabilitate medie (variabilă totuşi în raport cu coeziunea mai mare ori mai mică a particulelor), întotdeauna stratificate (uneori chiar cu o oarecare şistozitate), iar stratele, alcătuind adesea alternanţe de duritcăţi deosebite, prezintă însuşiri care explică morfologia tabulară la care ele dau naştere. Aspectul de mese despărţite prin văi largi, întîlnit în podişurile Africii de nord (fig. 44), este cu totul caracteristic pentru ţinuturile cu structură orizontală. Aceste aspecte, cu diferenţieri datorite condiţiilor climatice, se întîlnesc şi în ţinuturile temperate.

Datorită permeabilităţii rocii, văile sînt în genere rare şi largi, dar cu versanţi povîrniţi în profil drept sau convex, invers decît la argile. Întîrzierea fasonării versanţilor se datoreşte faptului că eroziunea liniară (şiroiri, ravinaţie) este rară datorită permeabilităţii şi rezistenţei rocii, iar alunecările lipsesc îndeobşte, putînd lua naştere numai cînd gresiile alternează cu argile sau marne, adică tocmai pentru că gresiile încetează. Se produc atunci alunecări de blocuri, mai ales cînd gresiile sînt diaclazate, adică prezintă posibilităţi mai mari de rupere. În cazuri speciale de rezistenţă şi diaclazare a gresiilor, pot rezulta chiar peisaje apropiate de cele carstice, cu abrupturi mari, cu văi înguste, ba chiar cu stînci în formă de turnuri, cum sînt cele din gresiile cretacice de la Jicim din Boemia. Asemenea relief semeţ, renumit ca pitoresc, se întîlneşte şi în Elveţia Saxonă, făurit tot în gresii cretacice compacte, dar diaclazate (fig. 218).

Dacă nici eroziunea liniară şi nici alunecările nu participă decît întîmplător la fasonarea gresiilor, care sînt procesele ce intervin pentru a da forme pe alocuri atît de semeţe? În legătură cu exemplul clasic al gresiilor din Elveţia Saxonă, pentru explicarea pereţilor verticali, a stîncilor în formă de turnuri, a arcadelor ş.a. se invoca mai de mult eroziunea eoliană, ceea ce s-a dovedit însă fără temei. De mare însemnătate prin vigoarea cu care intervin, sînt procesele de dezagregare-alterare, la care contribuie în primul rînd apele de infiltrare prin diaclazele rocii, acestea asociindu-se cu procesele gravitaţionale din categoria surpărilor. Prin aceasta se explică şi „aerul de familie" pe care-l capătă relieful de gresii apropiat de cel din calcare (numai că la acestea dezagregarea este precumpănitoare, pe cînd la calcare descompunerea chimică sub formă de dizolvare). În cazul exemplului citat, nu trebuie neglijate nici alternanţele marnoase, care contribuie prin diferenţa de comportare la „eroziune" la naşterea unor forme caracteristice (ciuperci, arcade ş.a.).

Trebuie să menţionăm însă că gresiile prezintă o mare varietate de facies şi rezistenţă. Există gresii dure foarte compacte, bine cimentate, omogene şi lipsite de diaclaze (gresia de Kliwa, alcătuită din particule fine siliciose legate printr-un ciment de silice amorfă), care dau văi înguste, versanţi puternic înclinaţi, forme de relief semeţe, după cum există şi gresii moi, slab cimentate, uneori argiloase, aşa-numitele *molase*, în care eroziunea se desfăşoară cu rapiditate, alături de dezagregare, putînd să conlucreze chiar şi alunecările, dînd naştere, în josul pantelor, unor depozite nisipo-argiloase, care alcătuiesc un tăpşan caracteristic.

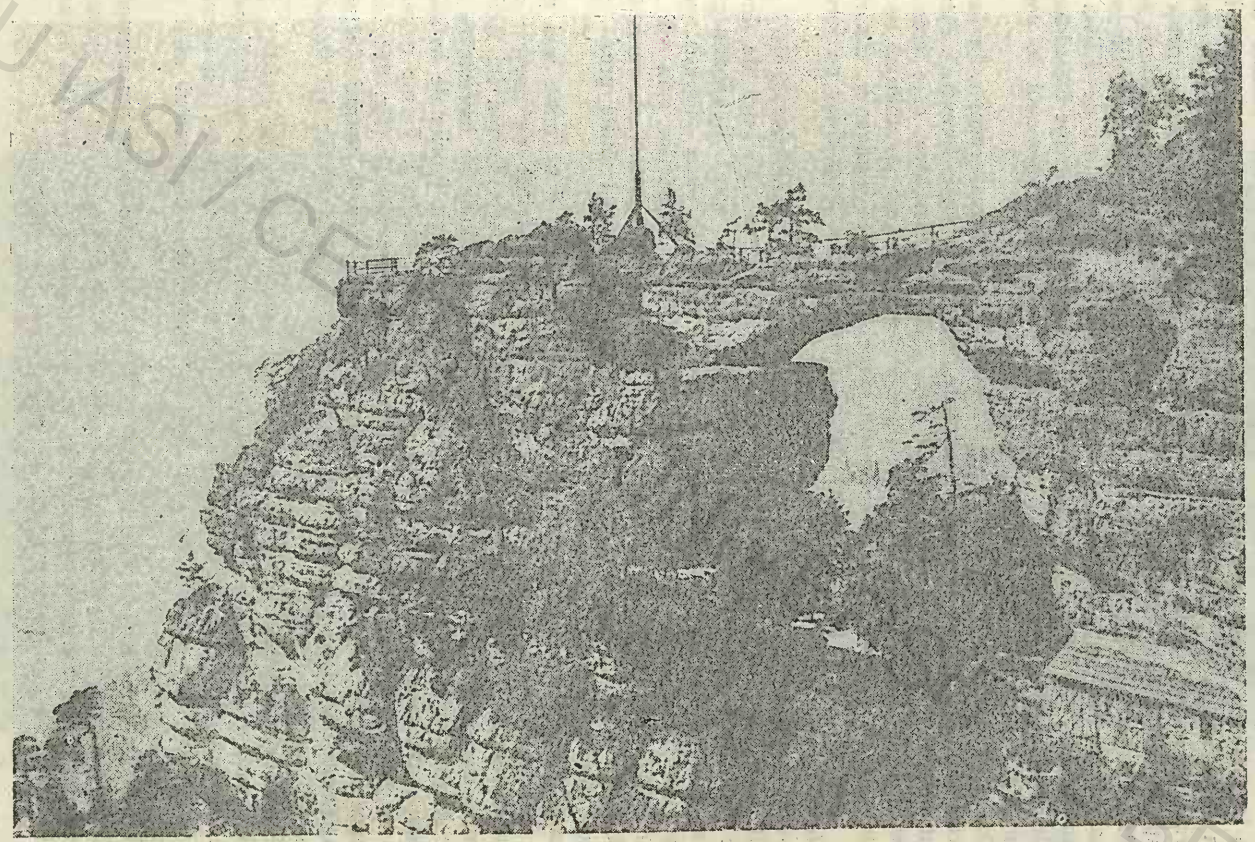


Fig. 218. — Punte naturală, sculptată în gresii cretacice în apropiere de Hermnkretschen în Elveția Saxonă (R.D.G.) (foto Eckert).

BCU IASI / CENTRAL LIBRARY

Diferenţierea dintre gresii poate să se datoreze de asemenea şi mărimii particulelor componente, cele grosiere şi eterogene fiind mai uşor atacate decît cele cu firul mărunt şi omogen, care se descompun în bulgări mari ca granitul. Diferenţa de rezistenţă a gresiilor se înscrie în relief fie că se suprapun în strate de duritcăţi deosebite pe verticală, dînd versanţi în linie frîntă cu proeminenţe şi excavaţii, uneori foarte accentuate rezultate de pe urma *eroziunii diferenţiale* (fig. 219), fie că asemenea formaţiuni se succed pe orizontală, dînd diferenţe remarcabile de înălţime, cum este cazul succesiunii gresiilor tari de Kliwa şi celor mai friabile de Tarcău în Munţii Vrancei, primele dînd aproape întotdeauna vîrfurile înalte, celelalte dînd şeile dintre ele. Bineînţeles, fenomenul se complică şi prin schimbarea de poziţie a stratelor.

Dar şi condiţiile de climat introduc variante în modelarea gresiilor. În ţinuturile cu climă umedă, pot lua naştere şiroirile, deşi nu de mare frecvenţă. Acestea sînt absente în ţinuturile aride şi înlocuite prin dezagregare, care creează abrupturi ruiniforme. În climate intermediare de stepă sau cu un anotimp secetos bine marcat, cum sînt ţinuturile mediteraneene, şiroirea evoluează, datorită ploilor torenţiale, în ravinaţie puternic încrustată, iar pe alocuri chiar cu forme de *badlands*.

Conglomeratele pot fi de asemenea foarte felurite ca alcătuire şi deci ca rezistenţă, dar au ca trăsătură comună tocmai diferenţierea interioară de duritate fie dintre particule, fie între acestea şi cimentul care le leagă. Rezultatul este că ele se comportă ca şi calcarele, dînd abrupturi verticale foarte pitoreşti. cum este abruptul Bucegilor de la Buşteni, cu stînci semeţe, despărţite prin văi în formă de jgheaburi, întreaga panoramă fiind în puternic contrast cu versantul opus al văii Prahova, unde Masivul Baiul, alcătuit din fliş cu multă gresie, dă forme mai domoale, bine împădurite.

Între diferitele conglomerate îndeosebi cele calcaroase dau forme mai pitoreşti. Foarte frecvent, sub acţiunea eroziunii liniare asociate cu procese de intensă dezagregare, se detaşează stînci zvelte cum sînt Toaca, Turnul lui Budu, Claia lui Miron şi multe altele din Ceahlău (fig. 220). Brînele ce încrustează la anumite înălţimi aceste stînci sau povîrnişuri, precum şi grohotişurile de la baza lor, arată conlucrarea netă a proceselor de dezagregare-alterare. Forme asemănătoare se întîlnesc şi în alte regiuni : Mîna Dracului din Ciucaş (fig. 221) sau succesiunea de coloane din Tigăile de pe acelaşi masiv. În genere, munţii alcătuiţi din conglomerate se detaşează net ca forme de relief faţă de cei din jur formaţi din alte roci.

Cînd conglomeratele cuprind şi argilă, pot evolua, în anumite condiţii de pante (înclinate puternic, dar încă departe de verticală), spre forme de *badlands*. Crestele acestora pot da uneori forme apropiate de *piramidele coafate*. Fenomenul capătă dezvoltare mai mare unde prin alterare particule din cimentul rocii se fărîmiţează eliberînd bolovanii.

Abrupturile din conglomerate au mai totdeauna la poale un tăpşan picmontan alcătuit din materialele desprinse în urma alterării şi rostogolite pe pante. Conglomeratele dure, aproape impermabile, se caracterizează prin ranitatea izvoarelor şi debitul redus şi vremelnic al scurgerilor de suprafaţă.

Modelarea de calcare. Aceasta dă forme orginale, proprii, care în geomorlogie constituie o grupă aparte, *relieful carstic*. Prin particularităţile acestea şi

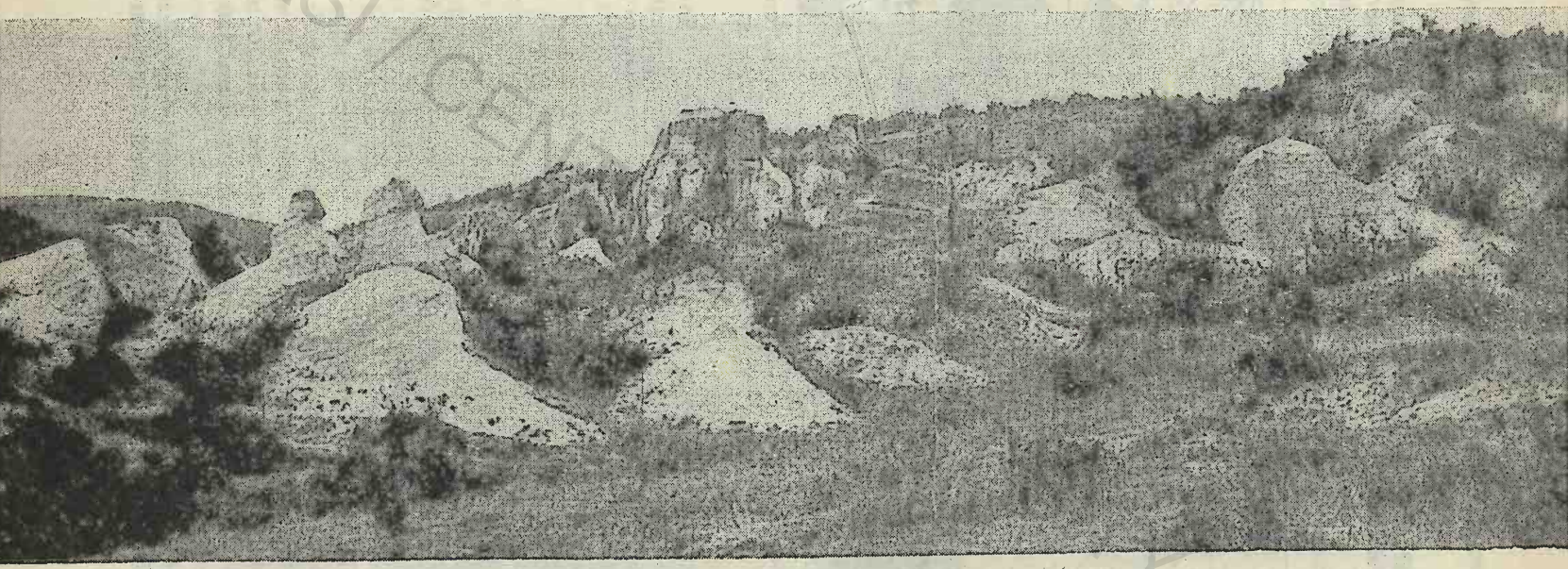


Fig. 219. — Grădina Zmeilor din bazinul Almaşului (Podişul Someşean). Eroziune diferenţială în gresii (foto A. Savu).

BCU IASI / CENTRAL LIBRARY

prin mecanismul de lucru bazat mai ales pe dizolvare, unii geografi consideră chiar că este vorba de „un relief anormal", care răstoarnă multe dintre regulile „obişnuite" ale eroziunii din celelalte roci. De la început însă trebuie precizat că nu toate calcarele dau forme carstice (de exemplu creta), după cum sînt şi roci

Fig. 220. — Abrupturi şi stînci zvelte în conglomerate calcaroase sub Ocolaşul Mare — Munţii Ceahlău.

necalcaroase care dau forme tipice de carst (gipsul, sarea); totuşi în cea mai mare parte morfologia carstică se leagă de ivirea calcarului, este caracteristică acestei roci în aşa măsură, încît s-a putut afirma că nu este nevoie să fii geolog pentru a recunoaşte prezenţa calcarului, întrucît el se trădează de departe prin formele cu totul caracteristice la care dă naştere.

Originalitatea acestor forme rezultă din caracterul propriu al „eroziunii carstice" la baza căreia, datorită însuşirilor rocii, nu stau procesele mecanice de dezagregare, ci procesele chimice — *dizolvarea*. Calcarul este o rocă compactă şi omogenă, deci foarte rezistentă. Datorită acestor însuşiri el nu favorizează formarea alunecărilor şi nici a uneia dintre porniturile umede. Are însă două caracteristici care-l expun la agenţii modelatori; este în genere o rocă diaclazată şi este solubil. Numeroasele fisuri şi interstiţii fac din calcarul cel mai compact o rocă permeabilă, ceea ce împiedică producerea şiroirilor la suprafaţa lui. Prin fisuri apa este sustrasă spre interiorul masivului, astfel că scurgerile de suprafaţă se reduc mult. Permeabilitatea aceasta este însă numai parţială şi cumulativă, deoarece se produce numai prin porţiunile fisurate ale rocii. Faptul acesta pricinuieşte, o dată cu acumularea mai mare a apelor, şi o mai intensă dizolvare a porţiunilor fisurate.

Solubilitatea are o şi mai mare importanţă pentru întreg mecanismul modelării în calcare. Direct, calcarul în sine este puţin solubil, dar printr-o modificare

ce se produce pe scară extrem de largă în natură — aceea a transformării calcarului (carbonat de calciu) în bicarbonat de calciu, prin intervenția apei încărcate cu bioxid de carbon — el devine accentuat solubil.

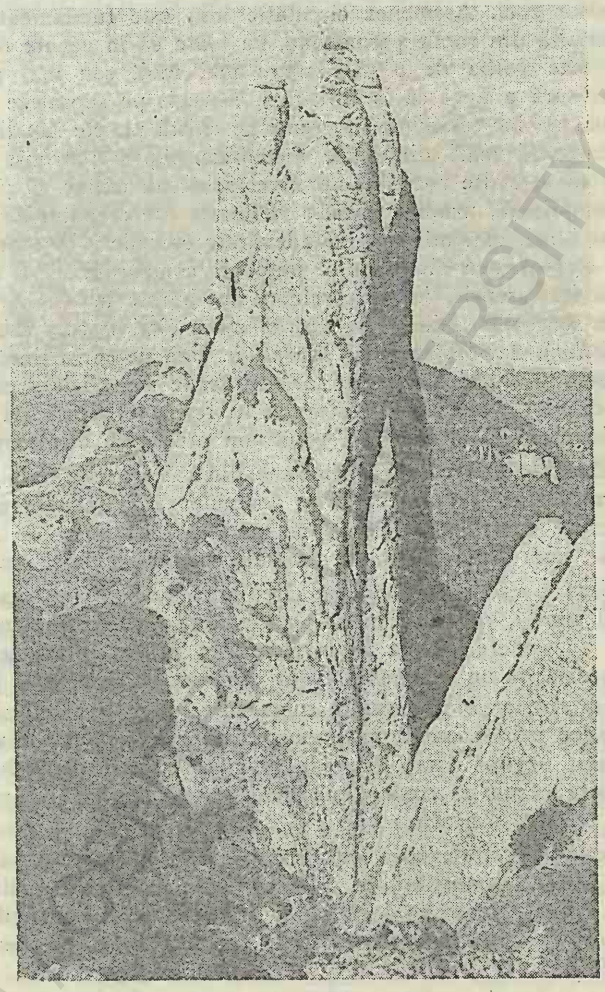


Fig. 221. — Mîna Dracului din Munții Ciucaș.

Marea proporție pe care o ia în natură acest proces se datorește acumulării gazului carbonic, mai greu decît aerul și ca urmare aflat în proporție mai mare tocmai în părțile inferioare ale atmosferei, adică la contactul cu roca. Între altele, CO_2 se generează continuu din descompunerile vegetale și reacțiile ce se produc în sol. La atacul împotriva calcarelor, participă și alți acizi ce se produc din gazele atmosferice, cum este acidul nitric, a cărui proporție crește cînd atmosfera se tul-

bură în timpul furtunilor. Iau parte de asemenea şi unii acizi organici. Deci procesul este mai complex decît se credea în genere.

Datorită fisuraţiei puternice a calcarelor, se produce o adevărată circulaţie prin masa acestor roci. Asemenea circulaţie însă este fundamental deosebită de infiltrarea obişnuită din rocile permeabile, cu toate că în genere o şi depăşeşte ca proporţie. Nu este vorba de o pătrundere mai mult sau mai puţin uniformă, picătură cu picătură a apei ca la infiltrări, întrucît pe suprafeţe întinse de rocă apa nu pătrunde de loc înăuntru, în vreme ce există puncte sau linii de absorbţie care sustrag cantităţi mari din apele meteorice. Apele pătrunse în rocă nu se acumulează ca în celelalte roci într-un nivel subteran unitar, ci prezintă o circulaţie atît de complicată, urmînd traseele rămurate ale crăpăturilor, acumulîndu-se în galeriile mai largi, vărsîndu-se prin adevărate cascade subterane de la un nivel la altul, încît o asemenea circulaţie a putut fi comparată cu a unor rîuri subterane cu viaţa lor proprie, iar calcarele cu un burete în interiorul căruia apele circulă în toate sensurile (chiar şi în sus, în cazul cînd se află sub presiune, dînd naştere *izbucnirilor*), dar fără ape de suprafaţă. Iată de ce în ţinuturile calcaroase izvoarele lipsesc sau sînt foarte rare, iar scurgerile superficiale ca şi inexistente. Urmarea este că nici spălarea, nici şiroirea în forma ei tipică nu se dezvoltă pe calcare (cea din urmă fiind înlocuită printr-un proces de dizolvare liniară).

O particularitate a circulaţiei subterane din calcare este tendinţa de adîncire pînă la baza calcarelor. Treptat apele se acumulează în tot mai mare măsură în fisurile şi galeriile inferioare. Pătrunzînd prin peşteri adînc în interiorul unui munte de calcar, auzi vuietul întregii circulaţii subterane de la un nivel la altul.

În coborîrea aceasta continuă a circulaţiei apelor din masele calcaroase există un nivel limită, să spunem — prin analogie cu apele curgătoare — un nivel de bază. În genere, acesta se formează la partea inferioară a calcarelor, unde ele se reazemă pe un substrat alcătuit din roci impermeabile (argile, marne). Chiar şi în lipsa rocilor impermeabile subiacente, după o îndelungată evoluţie a „eroziunii" carstice prin acumularea impurităţilor rezultate din dizolvare, se formează un orizont argilos (care se vede clar pe fundul depresiunilor de felul poliilor), la limita căruia ia naştere un nivel acvatic de bază, care se deosebeşte totuşi de pînza freatică din alte roci.

Un asemenea nivel de bază este independent de nivelul văilor principale sau de nivelul mării, cunoscîndu-se în literatura geografică multe exemple de izvoare de apă dulce submarine (pe fundul Mediteranei de exemplu). Nivelul de bază carstic prezintă variaţii locale chiar la distanţe de cîteva zeci de kilometri între masive diferite.

Cînd un strat impermeabil se intercalează în masa calcaroasă, se formează un nivel limită al acumulării apelor de deasupra, însă acesta împiedică tocmai dezvoltarea formelor tipice carstice. Asemenea calcare sînt „depersonalizate" în ceea ce priveşte formele la care dau naştere.

Deseori însă nu poate fi vorba de un nivel de bază carstic. Aşa se întîmplă în masivele calcaroase în care fisurile s-au concreţionat prin calcifiere, astfel că circulaţia apelor este împiedicată. În astfel de masive se explică existenţa unor galerii inferioare uscate, cînd deasupra lor se pot afla alte galerii cu mari acumulări de ape. Faliile pot de asemenea împiedica circulaţia normală a apelor în

calcare, fie prin întreruperea continuității galeriilor (cazul faliilor recente), fie prin drenarea spre exterior a apelor din calcare (36).

Cunoscînd particularitățile circulației apelor în masivele calcaroase, întrucît acțiunea lor principală este cea chimică, de dizolvare, nu cea mecanică (de îngheț-dezgheț de exemplu), și faptul că această rocă dură și compactă are rezistența necesară pentru a da povîrnișuri apropiate de verticală, se explică întreaga varietate a formelor de relief carstic de la cele superficiale pînă la cele mai adînci.

Lapiez sau *Karren* [1], forma cea mai elementară de relief carstic, constă într-o succesiune de șănțulețe și creste despărțitoare, orientate pe linia de pantă, rareori rectilinii (la pante mari), mai adesea întortocheate, labirintice. Pe calcare lapiezul se formează de regulă pe planuri slab înclinate (fig. 222), pe care apele în curgere au răgazul să dizolve roca și deci să se adîncească pe aceleași trasee (spre deosebire de aceasta, la rocile puternic solubile cum este sarea, lapiezul poate lua naștere chiar pe pante de 45° (fig. 223)). Adîncimea încrustării lapiezului variază de la cîțiva centimetri la 1 și chiar 2 m, cum se poate vedea pe cursul superior al Jiului Românesc (Scocul Mare) la Cîmpușelul, la poalele Munților Piule-Iorgovanu, unde se folosește termenul de *cleanțuri* pentru crestele calcaroase. Forme carstice de lapiez se mai întîlnesc în Masivul Bihorului (Padiș, Bălileasa, Cetățile Ponorului), în Munții Pădurea Craiului (Remeți, Dameș) sau în munții din împrejurimile Carașovei din Banat etc. Uneori, datorită proceselor de spălare și șiroire în solurile sau depozitele de cuvertură ale povîrnișurilor, lapiezurile de pe partea inferioară a acestora sînt invadate de materii pămîntoase care favorizează instalarea vegetației, deci mascarea lor treptată, dînd un *lapiez virtual.* Cînd suprafața calcaroasă este apropiată de orizontală, astfel că scurgerea apelor de ploaie este anihilată din lipsă de pantă, iau naștere doar mici alveole puțin adîncite, prin șănțulețe rare și întortocheate, cum se vede pe unele stînci de calcar jurasic din apropiere de Hîrșova.

Dolina (numită *cloups* în Podișul Central Francez) este o mică depresiune circulară sau ovală, cu marginile puternic înclinate, deseori stîncoase, și cu fundul plat acoperit mai totdeauna cu vegetație, datorită argilei de decalcifiere fertile ce-l tapisează. Ca dimensiuni dolinele pot varia de la cîțiva metri la cîteva sute de metri în diametru, adîncimea fiind proporțional mai mică decît jumătate din lungimea diametrului. Încă nu se cunoaște bine modul în care iau naștere dolinele. Faptul că ele se eșalonează deseori în lungul unor văi uscate sau pe marginea canioanelor și că pornesc mai totdeauna de la un punct de absorbție rezultat dintr-o fisurație intersectată face să se presupună o origine asemănătoare cu a pîlniilor de sufoziune din loess, legată de circulația apelor subterane apropiate.

Prin eroziune laterală, mai multe doline se pot contopi dînd naștere la o depresiune cu contururi sinuoase, de întindere mai mare, dar în genere nu mai adîncă decît dolinele din care a provenit, numită *uvala.* Prin adîncire pe firul unor fisuri, datorită aceluiași proces de dizolvare a calcarelor prin apele de ploaie ușor acidulate, ia naștere o formă ca un puț vertical numit *aven* (*jama*

---

[1] În țările germanice se mai folosesc de asemenea, alături de termenul de *Karren,* și denumirea de *Schratten,* iar în Munții Jura și Alpii francezi denumirea de *rascles.* În terminologia engleză corespondentul este *grykes* sau *clints.* Ca pentru toate formele carstice, foarte vizibile în relief, există de altfel în mai toate graiurile o bogată terminologie proprie.

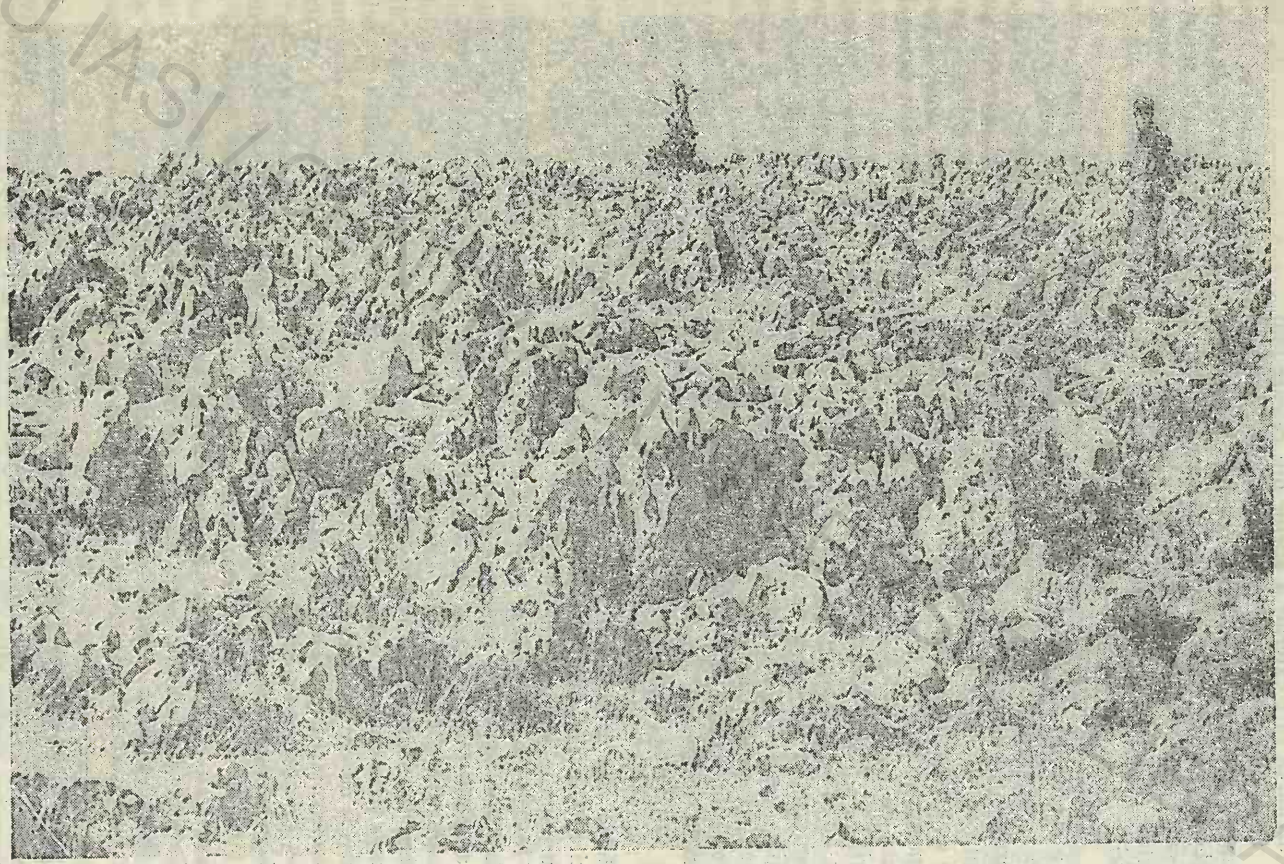


Fig. 222. — Lapiez în calcare, Munții Apuseni (colții Trascăului) (foto T. Rusu).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

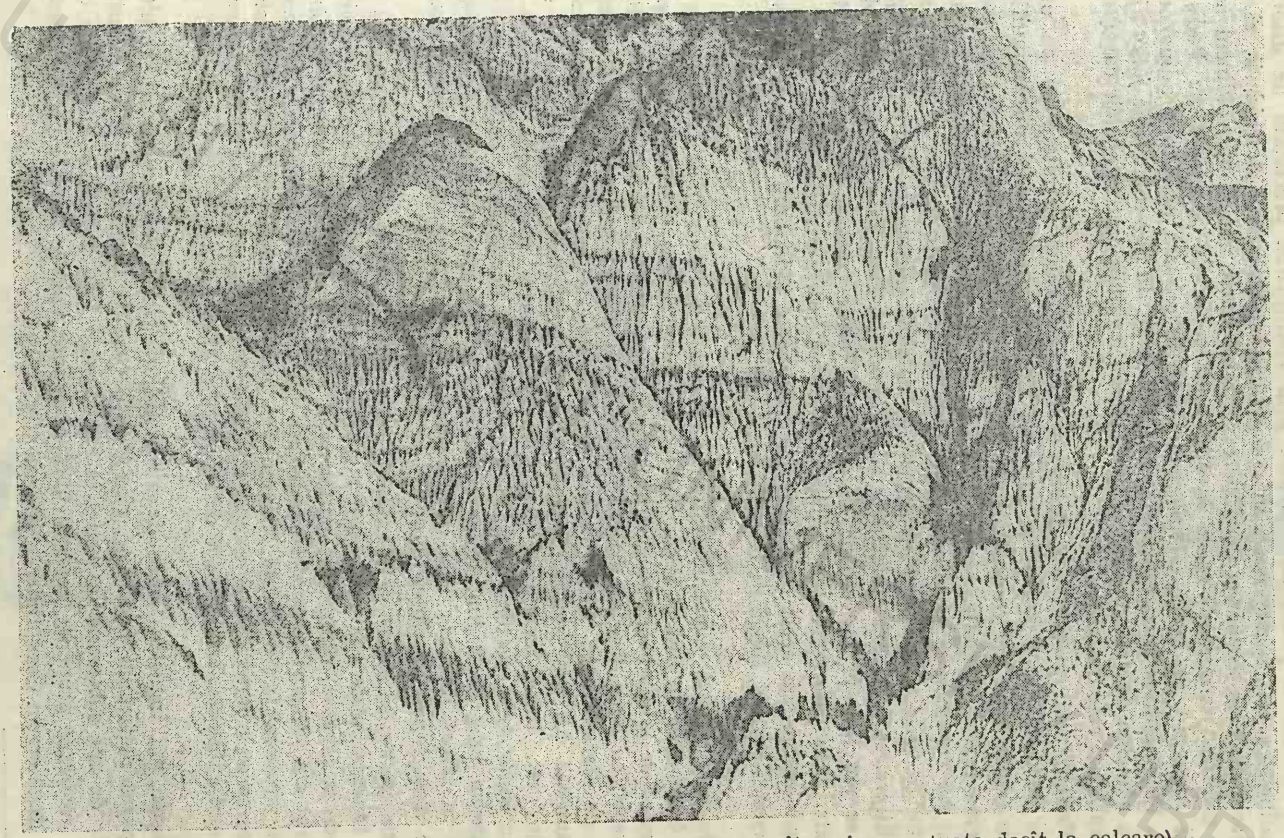


Fig. 223. — Lapiez în sare la Slănic-Prahova (pe pante mult mai accentuate decît la calcare).

BCU LIBRARY

în R.S.F. Iugoslavia, *igues* în vestul Podișului Central Francez sau *puits* în restul Franței). Acesta se poate lărgi treptat prin continuarea procesului de disoluție, dar adîncimea lui, foarte mare în comparație cu diametrul deschiderii, rămîne caracteristică. Prin asemenea deschidere verticală apele circulă spre adîncul masivului calcaros, terminîndu-se la nivelul unor grote. În apropiere de Padiș, în Munții Apuseni [1], un aven cu diametrul de 10 m coboară pînă la o adîncime de 100 m, terminîndu-se într-o încăpere circulară largă. În Slovenia unele *jama* ajung pînă la adîncimi de 400 m Avenele fac, așadar, legătura dintre formele carstice de la suprafață și cele din adînc.

Peșterile sau *grotele* sînt forme carstice de adînc, rezultate de pe urma acțiunii de dizolvare a apelor în curgerea lor prin diaclazele și discontinuitățile rocii în genere, care pot corespunde cu planurile de stratificație. Ele pot lua forme și lungimi foarte variabile, ajungînd la sute de metri și chiar kilometri lungime. Traseul lor cuprinde o succesiune de galerii uneori foarte înguste și camere surprinzător de largi și înalte. Prin depunerea calcitei, purtată în disoluție de apele de infiltrare, se formează *stalactitele* și *stalagmitele*, care, în afara formelor obișnuite, se pot contopi în coloane sau pot lua forme curioase de conopidă, draperii etc. Prin pitorescul lor, grotele capătă valoare turistică, unele dintre ele ajungînd celebre sub acest raport (de exemplu grota Adelsberg de lîngă Postojna din carstul Sloveniei, lungă de circa 10 km).

În țara noastră numărul peșterilor cunoscute a sporit mult în urma cercetărilor întreprinse în ultima vreme. Mai interesante pentru pitorescul lor sînt peștera Meziad de la nord de Beiuș, cu o intrare largă, peștera Scărișoara tot în Munții Apuseni, cu un puț uriaș avînd în interior un gheţar, peștera de la Comarnic la est de Caraşova în Banat, avînd două etaje de galerii, care cu anexele lor însumează 3,5 km lungime, peștera de la Cioclovina în munții de la est de Hațeg etc. Între toate, cea mai cercetată pentru frumusețile pe care le oferă turiștilor este peștera Cetățile Ponorului, cu intrarea ei ogivală, cu un rîu subteran lung de 2 km, ce se prăvălește în cascade înspumate sau se domolește în lacuri limpezi ; este interesantă și prin depunerile de forme bizare, care pe alocuri par adevărate flori.

Mici peșteri se găsesc și în calcarele recifale de pe Prut la N de Ștefănești în raionul Botoșani, unde s-au descoperit numeroase urme paleolitice. Cele din calcarul jurasic de la Hîrșova, dimpreună cu abruptul vertical al stîncilor dinspre Dunăre, au sugerat din vremuri străvechi construirea unor întărituri suplimentare și transformarea acestora într-o cetate (Carsium în vremea romanilor), în mare parte bazată pe formele naturale din calcare (fig. 224). Mici peșteri se văd și în calcarele de la Pietrele lui Solomon, aproape de Brașov (fig. 171).

Cheile, văi înguste, lipsite de albie majoră și cu pereți verticali, rezultă din surparea plafonului peșterilor, cînd există condiții favorabile pentru aceasta. Cursurile de ape subterane ies astfel la iveală, mai întîi parțial în succesiune cu porțiuni subterane acoperite de punți încă nesurpate, cum se vede la cheile Rumelului de lîngă orașul Constantin în Algeria (fig. 225).

[1] Local avenele poartă denumirea de *hoance*.

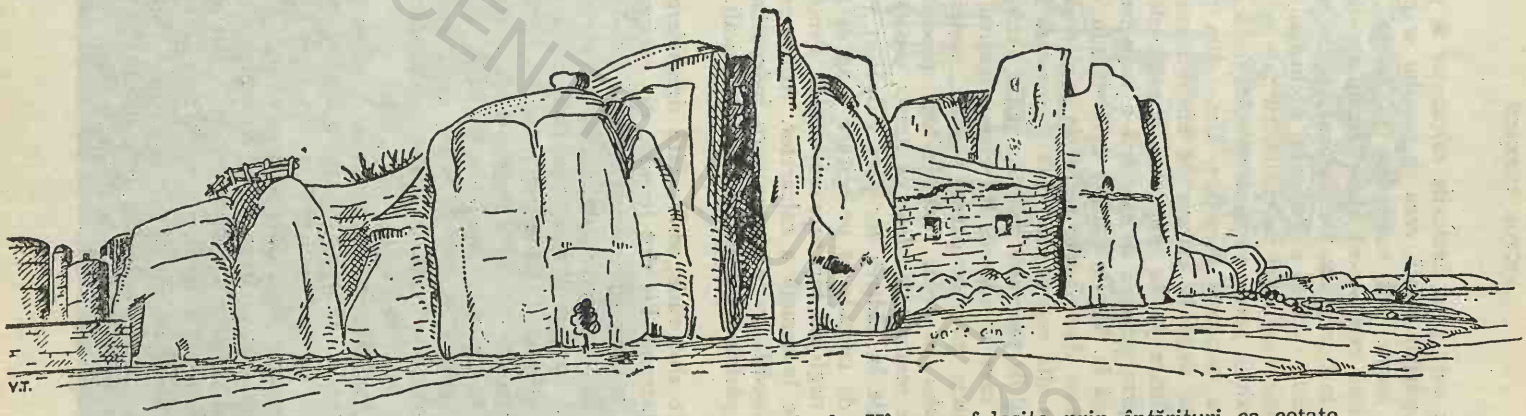


Fig. 224. — Abrupturile calcaroase de la Hîrşova, folosite prin întărituri ca cetate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Apele rîurilor ce curg prin ţinuturile calcaroase se pot pierde pe alocuri în adînc, albia rămînînd parţial uscată, ceea ce popular se numeşte *sohodol*. Asemenea porţiuni de văi uscate sînt numeroase în nordul Olteniei sau în vestul Depresiunii Petroşani cum este Scocul Mare (cursul superior al Jiului Românesc), în aval de Cîmpuşelul, în Bucegi etc. De asemenea tipice exemple de *punţi carstice* şi *ponoare* se văd în zona carstică a Podişului Mehedinţi (fig. 226).

Canionul nu trebuie confundat cu cheile, cu care se aseamănă ca formă, nu însă şi ca geneză. Prezintă pereţi verticali sau în scară unde s-a adîncit într-o succesiune de strate cu caractere deosebite. Din cauza rocii dure, povîrnişurile laterale nu sînt atacate decît în extrem de mică măsură de eroziune, care se materializează prin adîncire pe loc sau, unde ferestruieşte o succesiune de strate de rezistenţe diferite, prin punerea în evidenţă a unor trepte structurale laterale, priveliişte ce se ilustrează în Marele Canion de Colorado, cel mai grandios exemplu de canion. Apele care dau naştere văilor în canion sînt întotdeauna *alogene*, adică îşi au obîrşiile în altă regiune, iar cînd traversează zona calcarelor au debit mare, fiind artere destul de puternice pentru a putea exercita o eroziune viguroasă cu toate pierderile pe care le suportă traversînd masivul respectiv întrucît asemenea văi nu iau naştere prin surparea bolţilor peşterilor, ci rezultă dintr-o adîncire pe loc a rîului în rocă. Este de fapt procesul comun de adîncire în talveg prin eroziune remontantă, doar că acesta capătă forţe mai mari atunci cînd apele sînt solicitate în căderea lor prin crăpături verticale, unde erodează viguros prin formarea de cascade ca pe oricare prag de rocă tare (fig. 227). În unele cazuri nu trebuie neglijată nici supraimpunerea. Pentru formarea canioanelor este necesară o grosime însemnată a calcarelor. Atingerea stratului impermeabil prin eroziune duce la modificări în versanţi, cu îndepărtarea lor treptată, măcar că aceasta se produce păstrîndu-se mereu pereţii verticali. Procesul care domină este cel al surpărilor.

Mult mai mărunte sînt *văile oarbe*, fără deschidere spre vărsare, întrucît apa capătă scurgere subterană. Ele sînt formate din contopirea unui şir de doline sau uvale care nu au legătură cu reţeaua normală de văi. Adesea stau suspendate pe platforme înalte de munte (de exemplu valea Gîrdişoara în Munţii Apuseni, Hăghimaş etc.) în cadrul unor complexe de variate forme carstice, ca în întreaga zonă din amonte de Cetăţile Ponorului (291).

Polia este o cîmpie ce se formează pe rocile impermeabile de la baza calcarului, care poate ajunge la dimensiuni de cîţiva kilometri, formată printr-o îndelungată evoluţie în care s-au îmbinat procesele de dizolvare şi de surpare. Fundul este în genere plat şi căptuşit cu depozite argiloase rezultate de pe urma decalcifierii imperfecte, datorită impurităţilor cuprinse de calcare. Apele rîului care traversează polia nu ies prin văi subaeriene, ci se pot pierde prin vreun gîtlej deschis în peretele de calcar ce înconjură această mică cîmpie, deschidere numită în Slovenia *ponor*, iar în Grecia *katavothra*. Cuvertura impermeabilă poate însă menţine apele (meteorice sau curgătoare) sub forma de mici mlaştini locale sau chiar de lacuri, cum se văd frecvent la hotarul dintre R.S.F. Iugoslavia şi R. P. Albania. Pe fundul poliei mai apar şi neregularităţi pozitive sub forma unor martori stîncoşi numiţi *hum* sau chiar doline unde persistă resturi calcaroase.

Polia este astfel ultima fază din evoluţia reliefului carstic, care, după E m m. de M a r t o n n e, se poate împărţi în trei faze distincte: primordială, cînd precumpăneşte activitatea superficială (lapiez, doline, uvale), apoi apele pătrunse prin

Fig. 226. — Puntea carstică de la Ponoare (Podișul Mehedinți).

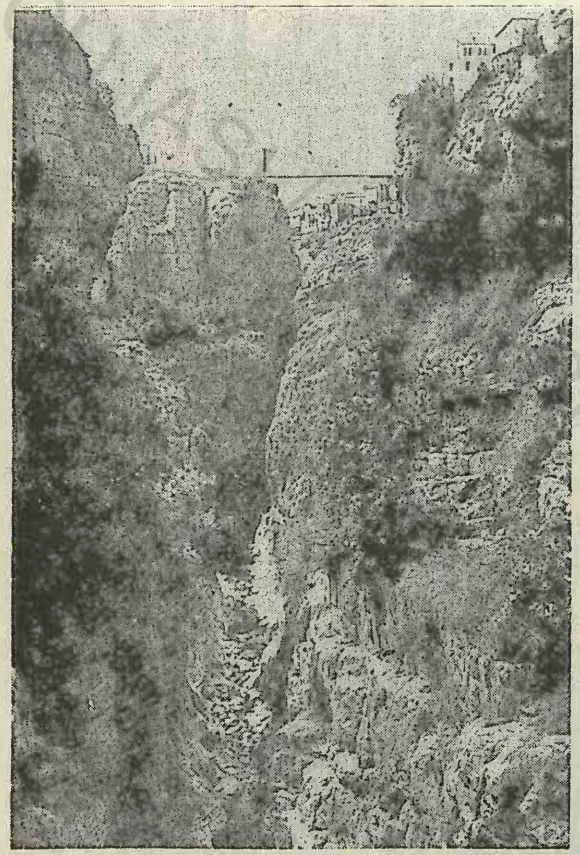


Fig. 225. — Cheile Rumelului, orașul Constantin (Algeria).

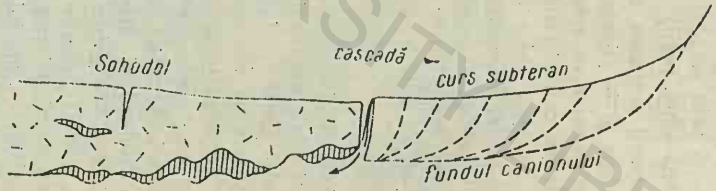


Fig. 227. — Formarea canionului, diferită de cea a cheilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

diaclaze acţionează cu deosebire în interior (avenuri, peşteri), pentru ca în a treia etapă prin surpări reţeaua de ape să ajungă din nou în cea mai mare parte subaeriană (chei, polii).

Întrucît acţiunea de distrugere în calcare este mai concentrată pe planurile de fisuraţie şi în diaclaze, iar între ele rezistenţa rocii rămîne mai mare, rezultă şi forme pozitive cu totul caracteristice : abrupturile cu înclinare pînă la verticală, turnurile şi colţii, firidele adînc încrustate etc., care dau pitorescul reliefului carstic. Apariţia chiar a unor mici depozite calcaroase în cuprinsul altor roci se trădează astfel imediat prin formele îndrăzneţe la care acestea dau naştere : de exemplu calcarele jurasice din malul dobrogean al Dunării, cu abrupturile şi stîncile lor zvelte între formele domoale ale rocilor înconjurătoare, după cum în Banat sau în Munţii Apuseni ivirea calcarelor schimbă radical liniile mari ale reliefului.

Dacă firul evolutiv general al reliefului carstic este cel arătat mai sus, pot apărea şi unele diferenţieri locale datorită pe de o parte poziţiei stratelor de calcare, pe de altă parte variaţiei climatice în funcţie de altitudine. În raport cu prima condiţie, este de remarcat dezvoltarea unor anumite forme (lapiez, doline etc.) pe porţiunile apropiate de orizontală şi a altor forme (hornuri, tigăi etc.) pe planurile verticale sau apropiate de verticală. Variantele climatice rezultate din etajarea pe verticală, aducînd modificări termice însemnate (pînă la îngheţul peren la mare altitudine) şi diferenţe mari în regimul precipitaţiilor, ceea ce reprezintă intensificarea sau frînarea unora dintre procesele de alterare interioară sau exterioară, duc la apariţia mai multor tipuri de carst etajate, cu toate că distanţele dintre aceste tipuri pot fi restrînse. O mare însemnătate prezintă gradul de fisuraţie a calcarelor, gradul de acoperire cu vegetaţie etc.

Arătam la început că există roci calcaroase în care formele carstice nu se dezvoltă sau, dimpotrivă, în care ele sînt exagerate. Între primele menţionăm *creta*, ale cărei particule fine de origine organică (microorganisme) dau rocii o anumită porozitate, o fac friabilă, expunînd-o la tasări asemănătoare cu cele din loess. Relieful în terenurile alcătuite din cretă (caracteristice pentru sudul Angliei sau pentru Bazinul parizian) este diferit. Din cauza friabilităţii rocii, falezele reculează repede. Surpările la bază şi şiroirile pe flancuri atacă în mare măsură povîrnişurile. Fiind în genere gelivă, creta ajunge repede la pante slab înclinate, cu excepţia falezelor împrospătate mereu prin acţiunea valurilor, care le atacă la bază provocînd surpări pe verticală. Suprafaţa terenurilor cretoase este în genere uscată, cu văi rare. Caracteristică este şi circulaţia subterană a apei cu regim torenţial asemănător cu cea din loess.

Dimpotrivă, *dolomitele*, alcătuite din carbonat dublu de calciu şi magneziu, dau forme semeţe, mai accentuate chiar decît cele din calcarele obişnuite, datorită vitezei inegale cu care înaintează procesul de dizolvare în dolomite, în genere mai puţin rezistente. Distrugerea rocii este cu atît mai inegală cu cît alături de dizolvare participă şi acţiunea mecanică de dezagregare. Rezultă forme fantastice, cu sculptură amănunţită de turnuri şi ace, de abrupturi dantelate, care dau pitorescul Alpilor Dolomitici. În ţara noastră calcarele dolomitice se întîlnesc în Hăşmaşul Mare (fig. 228), în unele părţi ale Munţilor Apuseni şi în Munţii Banatului.

Conglomeratele calcaroase pot da forme carstice asemănătoare celor din calcare. Conglomeratele din Ciucaş sînt un bun exemplu prin marea varietate a reliefului în coloane de felul tigăilor, turnurilor şi acelor izolate, cele din Bucegi

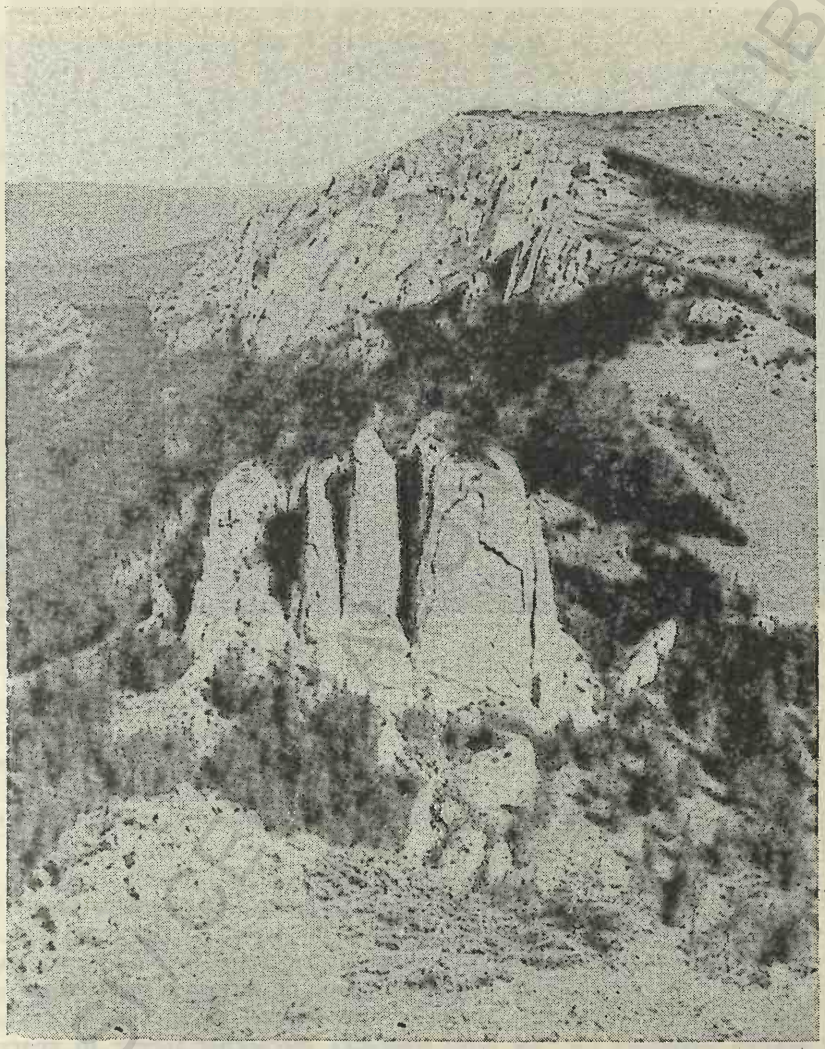


Fig. 228. — Piatra Singuratică din Hăşmaşul Mare.

şi Ceahlău (fig. 229) îşi datoresc pitorescul lor tocmai modului de comportare la eroziune al acestei roci. Se cunosc de asemenea numeroase locuri şi în ţara noastră cu forme carstice sculptate în gips şi sare. Au fost semnalate de asemenea şi forme carstice în tufurile calcaroase de la Borsec, formate prin precipitarea apelor carbonatate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Încheierea proceselor carstice, „moartea carstului“ cum s-a spus, începe atunci cînd prin individualizarea poliilor se restabilește circulația subaeriană a apelor, cînd se restabilesc de asemenea și posibilitățile de drenare bună a apelor subterane, astfel că cel puțin galeriile superioare și mijlocii devin uscate, sau cînd

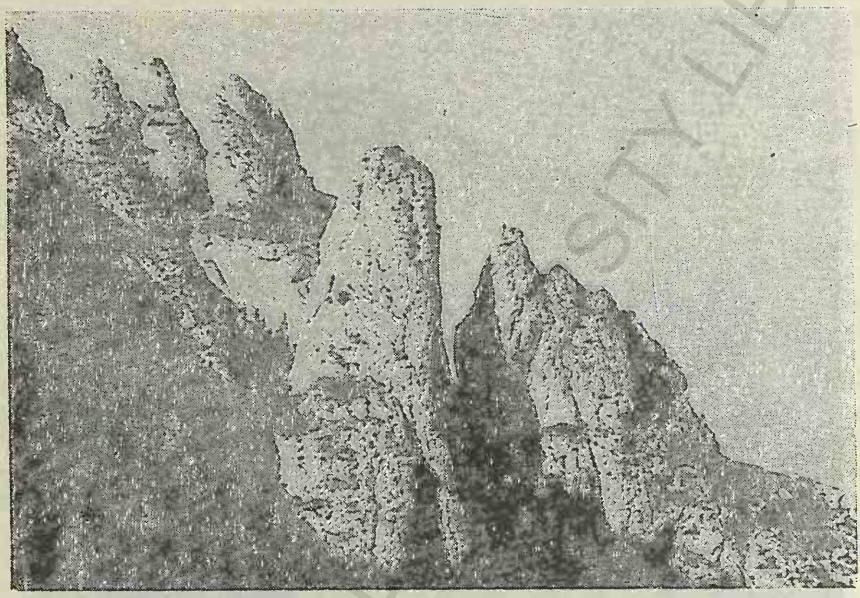


Fig. 229. — Forme de turnuri în conglomeratele din Ceahlău (foto Filipescu).

terenul calcaros se sedimentează datorită imersiunii marine sau se acoperă cu altfel de depozite (morenaice, loessoide etc.). S-au putut astfel identifica frecvente cazuri de *carst fosil*, după cum se cunosc cazuri de reîntinerire a carstului, cînd eroziunea înlătură cuvertura care-l fosilizează, iar procesele „eroziunii“ carstice reîncep.

Formațiuni înrudite cu cele sedimentare. Grupăm în această categorie loessul, depunerile morenaice, depunerile aluviale de terasă și de luncă sau cele aluvio-proluviale de piemont etc. Ele prezintă o mare răspîndire teritorială, ocupînd întinderi considerabile de cîmpie, alcătuind de asemenea majoritatea depozitelor din zonele de contact și ale celor din depresiuni, precum și cuvertura multor regiuni deluroase etc. De fapt, eroziunea terenurilor începe în genere cu ele și, numai după ce au fost străbătute, se propagă în rocile de dedesubt.

Cu toată diversitatea acestor formațiuni, ele prezintă multe caractere comune : sînt în genere depozite friabile, nestratificate sau cu stratificație particulară (cazul depunerilor aluviale și proluviale cu structură încrucișată), eterogene ca natură mineralogică (nici loessul, aparent omogen, nu face excepție) etc. Toate aceste trăsături esențiale, le fac să dea forme de relief puțin accidentat, cu pante

reduse (întrucît pe pante accentuate nici nu s-au putut acumula, apărînd la zi roca de dedesubt).

Nu se poate vorbi totuși de o morfologie proprie tuturor acestor formațiuni, depozitele morenaice avîndu-și familia lor de forme, loessul topografia lui specifică, depunerile piemontane dînd alte forme de relief etc. În cele ce urmează ne oprim doar la ultimele două, cu mai mare răspîndire în țara noastră, interesînd prin aceasta în măsură deosebită procesele de „eroziune" a terenurilor.

Loessul, rocă poroasă, alcătuită din particule fine anorganice, cu o permeabilitate remarcabilă, permițînd circulația apei numai pe verticală (nu și pe orizontală ca la calcare de exemplu), se desface pe plan vertical în blocuri prismatice, cu crăpături care se măresc treptat, ducînd la surparea acestor desprinderi, întrucît roca este friabilă. Rezultă abrupturi verticale, cu un taluz de năruituri la bază. Roca, fiind omogenă și nestratificată, nu dă niciodată linii de relief rotunjite, nici planuri înclinate. Caracteristica reliefului rezultă din îmbinarea contrastantă a planului orizontal al cîmpului (de obicei perfect neted) cu malurile verticale ale văilor. Cele două planuri se leagă între ele în unghi drept.

Dată fiind permeabilitatea accentuată a rocii, văile sînt de obicei seci, iar interfluviile netede și de asemenea mai totdeauna zvîntate, întrucît nivelul freatic este aproape de baza loessului. Cînd acesta se reazemă pe argile sau pe altă rocă impermeabilă, contactul dintre ele reprezintă un adevărat nivel de bază al eroziunii tipice în loess. Chiar cînd continuă în adîncime sub acest nivel, eroziunea schimbă brusc modul de atac, intră în acțiune alți agenți modelatori și dau alte forme decît cele din loess.

Loessul și depozitele loessoide nu sînt atacate prin șiroiri și eroziune de suprafață, pe de o parte întrucît sînt roci poroase și foarte permeabile, apa infiltrîndu-se cu ușurință, pe de altă parte întrucît nu dau planuri înclinate oblic, ci numai orizontale și verticale, care nu favorizează șiroirile. De asemenea alunecările sînt necunoscute în loess. Acționează însă din plin *surpările,* care împrospătează mereu taluzurile verticale ale malurilor. Acționează de asemenea *tasările,* întrucît la stagnarea apelor pe planul orizontal particulele rocii se îndeasă unele în altele, suprimînd porii dintre ele, ceea ce duce la slăbirea coeziunii rocii. Se adaugă — așa cum am arătat în prima parte a lucrării — și dizolvarea sărurilor solubile din loess, precum și levigarea unor particule — în special a celor calcaroase — care sînt vehiculate o dată cu apa spre partea inferioară a depozitului loessian, unde concreționează. Datorită acestor însușiri se poate afirma că loessul este roca cu cele mai ample posibilități de tasare. Urmarea este apariția acelor microforme specifice numite *crovuri,* mici depresiuni de formă ovală sau sinuoasă, de la cîțiva zeci de metri în diametru pînă la cîțiva kilometri, dar de adîncime în genere redusă (în medie nedepășind 2—3 m), care modifică netezimea ideală a interfluviilor.

Dar cele mai virulente dintre procesele de atac ale formațiilor loessiene sînt cele de *sufoziune,* care, prin hrubele subterane și hornurile verticale, extind departe în dosul falezei modelarea loessurilor, prin crearea într-o primă etapă a șirurilor de *pîlnii,* iar în final a văilor sufozionale.

Relieful în terenurile loessoide se caracterizează astfel prin contrastul dintre netezimea interfluviilor, doar ușor ondulate prin micile depresiuni de tasare de tipul crovurilor, și malurile verticale, cu prismele verticale de desprindere și cu

întreaga gamă de microforme de felul secţiunilor de hornuri, gurilor de hrube şi mormanelor de surpare.

S-a spus pe drept cuvînt că modelarea formaţiunilor loessoide prezintă analogii cu cele din calcare, dînd naştere aceloraşi povîrnişuri verticale, aceloraşi microforme din eroziunea carstică, de unde şi denumirea de *clastocarst* ce se aplică ansamblului acestor forme, care nu sînt însă de durată ca cele din calcare.

Nu ne mai oprim asupra topografiei *depozitelor morenaice*, cu forme de *drumlin*, mici coline rotunjite, *ôsar*, şiruri de morene ca nişte terasamente de şosele înălţate, *sandre*, cîmpii glaciare cu pietrişuri rezultate de pe urma spălării depozitelor morenaice prin torenţii rezultaţi din topirea gheţarilor, mulţimea lacurilor cu contururile lor sfîrtecate, mlaştinile şi turbăriile frecvente în adînciturile de mică amplitudine etc., toate frecvente în ţinuturile cu climat rece, dar care nu se întîlnesc în ţara noastră.

Pietrişurile şi nisipurile din categoria depozitelor aluviale şi proluviale dau ca forme mai caracteristice terasele şi piemonturile. Cele dintîi prezintă contrastul dintre podul neted şi fruntea abruptă. Procesele de şiroire şi ravinare desfigurează terasele, punînd în evidenţă versanţi puternic povîrniţi, întrucît într-un fel apropiat de cel al loessului depozitele de pietrişuri rezistă la pante accentuate. În evoluţia lor, ravenele care intersectează terasa se lărgesc şi se adîncesc (transformîndu-se în adevărate văi cu ape permanente ce confluează cu valea principală), terasa se fragmentează, dînd o înşiruire de martori, cum se vede pe valea Sărăţelului-Pîrscov, afluent al Buzăului, imediat la sud de Brăeşti. Uneori în pietrişuri se produc şi procese asemănătoare celor de sufoziune din loess, numai că formele rezultate sînt mai puţin tipice. Suprafaţa terasei îşi pierde astfel cu timpul netezimea iniţială.

Piemonturile sînt de asemenea variabile în ceea ce priveşte morfologia, în raport cu stadiul de evoluţie în care se află. Într-o primă fază, acestea prezintă glacisuri unitare, ulterior segmentate de văi în evantai. Văile se adîncesc, dînd versanţi puternic înclinaţi. Interfluviile se îngustează treptat datorită friabilităţii depozitului, putînd să dea pe ansamblu un relief colinar şi chiar cu creste efemere, cu amplitudine ce poate să se apropie sau să depăşească chiar 100 m şi pante de 45°, cum se observă pe alocuri în piemontul Argeşului (de exemplu la sud de Retevoieşti pe Rîul Doamnei). Treptat, relieful formaţiunilor piemontane se teşeşte, poate ajunge doar vălurat, cu o topografie molatică.

Modelarea în rocile vulcanice. Aceasta este tot atît de complexă şi diferenţiată ca şi cea din rocile sedimentare, întrucît produsele vulcanice sînt ele însele foarte felurite ca rezistenţă şi mod de comportare la eroziune. Lave, cenuşă, zgură, conglomerate, iată materialele ce se situează pe trepte diferite ca duritate, stare de agregare, permeabilitate etc. Fiecare dintre acestea poate avea extensiune teritorială, astfel încît să dea caracteristica morfologiei unei întregi regiuni.

Rocile vulcanice din *categoria lavelor* prezintă ca trăsătură comună faptul că nu sînt pe de-a întregul cristalizate (ca unele dintre rocile plutonice sau dintre cele metamorfice), deoarece au suferit două faze de răcire : una în adînc, a doua cînd au ajuns la suprafaţă ; sînt, aşa cum s-a spus, „roci cu doi timpi de cristalizare". Pe de altă parte, răcirea bruscă (nu extrem de lentă ca la rocile plutonice rămase în adînc) a avut ca urmare formarea de cristale extrem de fine, microscopice, care alcătuiesc masa acestor roci, ceea ce dă unora chiar aspectul sticlos

(obsidianele). Iată pentru ce, chiar cînd au aceeași compoziție chimică cu unele roci plutonice (exemplu cu un granit) sau cu corespondentul lor dintre cele metamorfice (gnais), rocile vulcanice se comportă altfel la eroziune și dau alte forme. În genere, se poate afirma că ele au o rezistență mai mare, iar formele de relief rezultate durează mai îndelung la agenții modelatori. Datorită acestei caracteristici, văile prezintă praguri peste care rîurile curg în repezișuri și cascade, iar versanții păstrează îndelung forma convexă. Vulnerabilitatea acestor roci provine din diaclazele ce le străbat, care deschid calea agenților externi. Uneori acestea duc la forme specifice, cum este separația în coloane prismatice hexagonale, de felul *tuburilor de orgă* din bazalte (Detunata Goală din Munții Apuseni). O vreme s-a crezut că asemenea forme sînt datorite curenților de convecție a lavei. În realitate, acestea sînt forme de contracție care se produc prin răcire.

Aspecte specifice de răcire, care dau un microrelief propriu pentru curgerile de lave sînt: *pahoehoe*, sub formă de crustă încrețită ca pielea de elefant (datorită curgerilor pe dedesubt după întărirea pojghiței de deasupra), și *aa*[1], ca un haos de pietre cu neregularități, cu dimensiuni de la cîțiva decimetri la cîțiva metri înălțime (microrelief cunoscut și sub denumirea de *malpaiz*, adică pămînturi rele, în Mexic). În afara acestora mai sînt *curgerile netede* la pante slabe, după cum, caracteristice pe alocuri, sînt umflăturile zgurei vulcanice denumite *hornito*, rezultate printr-un fel de bășicare a suprafeței prin emiterea gazelor în faza de răcire a lavei. Tot datorită emiterii de gaze se formează *tunelele subbazaltice*, ca niște peșteri înguste de felul celor foarte frecvente în Insula Paștelui, folosite de băștinași pentru păstrarea sculpturilor și odoarelor strămoșești.

Rocile vulcanice din această categorie au de obicei duritate mare (5,5—6 andezitele, 5—7 bazaltele), sînt de regulă compacte, mai rar vacuolare (unele andezite cu structură porfirică), puternic impermeabile. Aceste caracteristici explică proeminențele de relief și pantele pronunțate, desimea mare a rețelei hidrografice. Unele particularități ale rocilor din această grupă explică diferențierile din morfologia la care dau naștere. Astfel *andezitele*, alcătuite din cristale de plagioclaz și biotit într-o pastă microlitică sau sticloasă, sînt în genere mai expuse la eroziune, care desfigurează mai ușor formele primare ale aparatului vulcanic. Atunci cînd conțin și cuarț, ele trec spre dacite, iar cînd conțin piroxeni și olivină fac tranziția spre bazalte, ambele mai tari, mai rezistente la eroziune. Andezitele sînt de altfel și mai ușor atacate de procesele de alterare și datorită conținutului lor în feldspați (plagioclaz), care poate suporta uneori transformări autohidrotermale ce caolinizează adînc masa andezitului. *Bazaltele*, roci bazice cu nodule de olivină și enclave de cuarț, sînt mai rezistente și dau în relief forme specifice, cum sînt coloanele prismatice de care am pomenit sau platourile cunoscute sub numele de *trapp*, alcătuite din pînze de lavă suprapuse, cu trepte de un pitoresc grandios.

Prin eroziune diferențială, părțile ceva mai puțin rezistente sînt înlăturate, apărînd forme specifice de felul *neck*-urilor, piloni de lavă mai dură rămași ca niște coloane din întregul aparat vulcanic distrus (fig. 230), *dyke*-urilor, pereți

[1] Atît *pahoehoe*, cît și *aa* sînt denumiri populare din Hawai consacrate ca termeni bine cunoscuți în geomorfologia terenurilor vulcanice.

verticali înguşti reprezentînd mulajul lavelor întărite în crăpături (aceste două forme întîlnindu-se şi la noi în Perşanii centrali lîngă Căciulata), *sill*-ului (sau *sheet),* formă lăţită pe orizontală reprezentînd mulajul pătrunderii lavelor printre strate sedimentare mai lesne înlăturate prin eroziune. Aceste forme de relief rezidual caracterizează ţinuturile vulcanice îndelung erodate. Dintre ele, în ţara noastră se întîlneşte forma de *neck* prin sudul Munţilor Apuseni sau în catena din

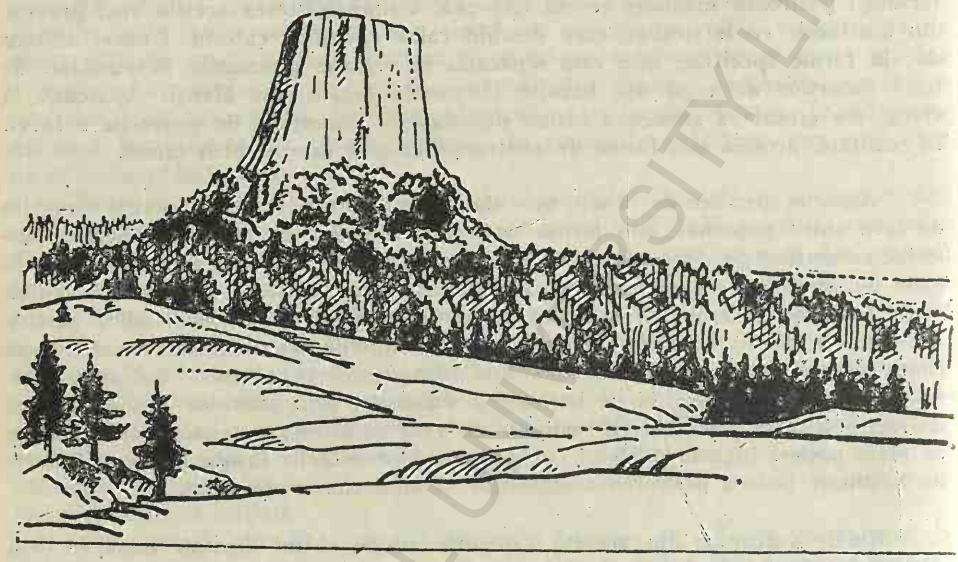


Fig. 230. — Stîlp vulcanic, Turnul Diavolului din Wyoming (S.U.A.).

vestul Depresiunii Maramureş. Tot prin eroziunea diferenţială sînt puse în evidenţă şi forme de relief mai mărunt: *creste zimţate* cum este Creasta Cocoşului din Gutîi, cu aparenţe de *dyke, ace* cum sînt numeroase în Masivul Igniş la nord de Baia Mare (fig. 20) etc.

Cenuşile şi *zgurele vulcanice* acoperă adesea întinderi mai mari decît lavele. Primele sînt răspîndite chiar la mari distanţe, cum sînt în ţara noastră *tufurile dacitice* depuse în numeroase locuri atît în Podişul Transilvaniei, cît şi în afara arcului carpatic în numeroase locuri din Subcarpaţi (295), ba pînă şi în Podişul Moldovei (la Hudeşti, raionul Dorohoi).

Cenuşile sau *cineritele* formează depuneri compacte, datorită fineţii particulelor (sub 1 mm diametru) şi capacităţii lor de a reţine apa. Unele dintre aceste depuneri îndepărtate prin vînt au fost considerate ca un *loess vulcanic* (36). Oricum, ele sînt poroase şi friabile, fiind viguros atacate prin spălare şi prin ravinare, prezentînd adesea povîrnişuri dezgolite, albicioase, cum se vede aproape de Nerej în Vrancea (fig. 142) şi în alte locuri prin Subcarpaţii de la curbură. Această sensibilitate extremă la şiroiri se datoreşte faptului că tufurile vulcanice se saturează repede la apă şi devin impermeabile. Aceasta şi explică topografia indecisă a tufurilor.

Zgurele sau *scoriile,* alcătuite din materiale mai grosiere (cum sînt *lapilii,* pietricele spongioase cu diametru de 1mm—5 cm, *poncela,* fragmente cam de

aceleași dimensiuni dar foarte ușoare, *bombele*, de formă migdalată, *blocurile*, neregulate ca formă și consistente etc.), stau localizate în apropierea conului vulcanic. Fiind în genere puțin cristalizate și găunoase, prinse într-o umplutură de cenușă, constituie depozite relativ friabile, totuși în genere mai rezistente la eroziune decît tufurile, nu numai datorită mărimii particulelor, dar și permeabilității depozitului, care frînează dezvoltarea pe scară largă a șiroirilor. Acoperind flancurile conului vulcanic, cu pante relativ accentuate la partea superioară, ele sînt atacate totuși printr-o ravinare de formă proprie, radiară, cunoscută sub denumirea de *barrancos*. Rezultă și conuri de dejecție de *lapili* și alte materiale (*lapillifan* în engl.), care prezintă unele asemănări cu torenți de noroi. În climatele ploioase șiroirile și solifluxiunea capătă proporții însemnate, dînd povîrnișurilor aspecte specifice cu succesiune de *barrancos* și curgeri de noroi. Numai spre poalele conurilor vulcanice, unde panta diminuează mult, între văi apar poduri netede, slab înclinate, numite *planeze*. Ele sînt tot atît de caracteristice ca și formele de pantă mare.

Conglomeratele vulcanice pot avea geneze diferite [1]; cele mai răspîndite în țara noastră sînt însă conglomeratele de origine secundară, cunoscute sub numele mai potrivit de *aglomerate vulcanice*. Acestea se formează prin transportul pe pante al sfărîmăturilor de rocă amestecate cu zgure și cenuși sub forma unor enorme curgeri de noroi, pricinuite fie de ploile din timpul erupțiilor (rezultate din condensarea vaporilor de erupție), fie ulterior în perioade cu climă excesiv de ploioasă. Foarte cunoscute sub acest raport sînt curgerile *lahar* din Java sau curgerile care au acoperit în antichitate orașul Herculanum. Aglomeratele din țara noastră acoperă zona periferică a munților vulcanici, fiind alcătuite din blocuri colțuroase de andezite sau bazalte, cu dimensiuni de la cîțiva centimetri pînă la peste un metru, prinse într-un ciment de cenuși vulcanice. Pe alocuri, în masa aglomeratelor se interpun bancuri de tufuri andezitice, cum sînt în împrejurimile Corundului. Aceste formațiuni dau o topografie specifică, în care se îmbină povîrnișurile în pantă accentuată cu podurile slab vălurate, șiroirile și alunecările de formă simplă lenticulară sau de complexe mari cu contrapante și monticuli. Formațiunile respective sînt și puternic expuse la procesele de dezagregare prin îngheț — dezgheț; solifluxiunea capătă de asemenea ample proporții.

Întreaga topografie a regiunilor vulcanice capătă astfel tipare proprii, cu conuri ce se profilează pe orizont ca în Munții Metaliferi din împrejurimile Bradului (fig. 231), pe alocuri cu podișuri netede ca în împrejurimile Corundului, cu întinse planeze cum sînt cele de la poalele vulcanului Saca spre Depresiunea Praidului, cu văi adînci cu dispoziție radiară (de tip *barrancos*), cum se văd pe conurile vulcanilor Fîncel și Bătrîna din Munții Gurghiului, dar și forme de amănunt ale „eroziunii" în diferitele ei aspecte, cum sînt grohotișurile din jurul Pietrosului Călimanilor, enorme conuri de dejecție cum se văd în culoarul Mureșului sau forme de alunecare și solifluxiune etc.

---

[1] Între acestea: *brecii vulcanice* foarte dure alcătuite din fragmente bazaltice prinse într-un ciment foarte rezistent, *conglomerate de crater* strombolian formate prin căderea scoriilor și pietrelor marginale, *conglomerate de explozii* vulcanice și nori arzători, conglomerate cu amestecuri sedimentare (numite *peperino*), conglomerate sublacustre (*peperite*) etc.

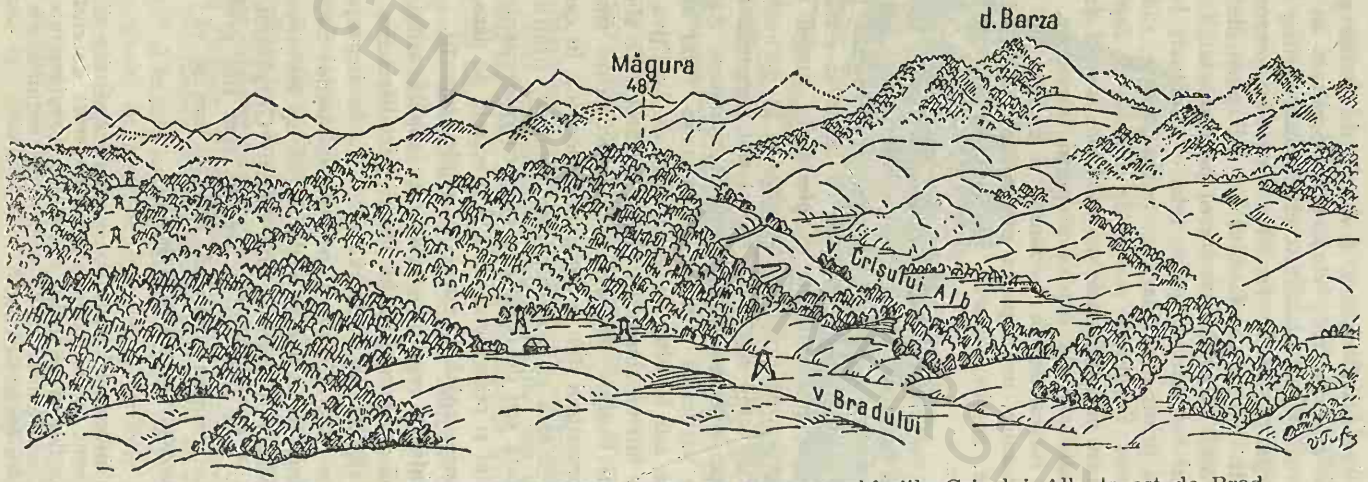


Fig. 231. — Relief în roci vulcanice cu vîrfuri conice în șei, spre obîrșiile Crișului Alb, la est de Brad.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Relieful granitic. Modul de comportare la eroziune și topografia la care dau naștere rocile plutonice sau eruptive de masiv de tipul granitului se apropie mai mult de categoria rocilor metamorfice decît de cele vulcanice.

Rocile acestea de origine internă (de unde denumirea de plutonice), dar nu rezultate din ieșirea lavelor vulcanice la suprafață, ci alcătuite din mase de roci rămase în adînc (batolite) și răcite acolo lent, s-au cristalizat în întregime (de unde denumirea de holocristaline), ceea ce le dă o serie de caractere diferențiate de ale celor vulcanice.

Unele denumiri folosite pentru categoria acestor roci, și anume: *roci eruptive vechi* sau *roci magmatice,* sînt părăsite în literatura de specialitate ca nemaicorespunzînd accepțiunii lor actuale. Li se atribuia denumirea de *roci eruptive vechi* cînd erau considerate de vîrstă primară sau precambriană; ulterior însă au fost găsite asemenea roci de vîrstă sigură terțiară. Fiind roci de adîncime, ele nu pot fi scoase la zi de sub stratele acoperitoare decît în urma unei îndelungate eroziuni, ceea ce le dă aparența de vechime. De asemenea denumirea de *roci magmatice* folosită pe vremuri, întrucît se presupunea că provin din magma lichidă, este infirmată astăzi cînd se știe că ele s-au prezentat de la început sub formă solidă, dar instabilă. Mai mult încă, *magma* presupune o pastă omogenă și autonomă, pe cînd rocile din categoria de care ne ocupăm — roci holocristaline — sînt dimpotrivă amestecate, deci în categoria *migma* (36).

Rocile granitice sînt în mare parte *intrusive,* adică pătrunse masiv printre alte roci pe care le-au metamorfozat sau, într-o fază tectonică veche, au pătruns printre planurile de șistozitate. Uneori ele pot prezenta o trecere atît de insensibilă, fără limite precise spre rocile metamorfice din jur *(granite de anatexie),* încît nu pot fi luate decît împreună cu acestea.

Caracteristica esențială a acestui grup de roci o dă asocierea celor trei feluri de cristale: cuarț, feldspați și biotit. Diferențierile dintre ele se pot datora proporției în care se află aceste componente (granitul rocă acidă, gabbroul rocă bazică) sau dimensiunilor particulelor (de la cele foarte mărunte numite *aplite* pînă la cele cu cristale uriașe și neregulate — *pegmatite).* De aici diferențe însemnate în ceea ce privește rezistența lor la alterare. Aceleași cristale — de exemplu de feldspat — sînt inalterabile sub climatul nostru cînd se prezintă sub forma de microcline sau foarte ușor alterabile cînd se află sub formă de plagioclazi (feldspați calcosodici); la fel între cristalele de mică albă (muscovit) puțin alterabile și cele de mică neagră (biotit) extrem de sensibile la acțiunea apei.

Granitul, cea mai reprezentativă dintre rocile grupului și cea mai caracteristică prin topografia la care dă naștere, este compact și masiv și deci impermeabil în stare nealterată, din lipsă de spații între cristale. Tot impermeabil este și în cealaltă extremă, în stare de puternică alterare, datorită argilelor rezultate care-l acoperă pe deasupra și umplu interstițiile, ceea ce explică mulțimea izvoarelor și densitatea mare a rețelei hidrografice. Fiind eterogen, deci cu indici diferiți de dilatare a cristalelor sub acțiunea insolației, gerului, apei etc., și fisurat, ceea ce deschide largi posibilități pătrunderii în adînc a proceselor de alterare, roca ajunge de se macină. Se vede astfel că granitul conține în înseși însușirile lui elemente contradictorii: unele care-i asigură o mare rezistență, altele care-l fac vulnerabil. O prezentare chiar și sumară a acestora este necesară.

Proporţia mai însemnată de cuarţ, mineral aproape inalterabil în climatul temperat, dă rezistenţa rocii. Dimpotrivă, abundenţa de biotit, mineral foarte moale, uşor atacat de agenţii atmosferici, care se umflă la umiditate, avînd prin aceasta proprietatea de a dezintegra roca, constituie una din cauzele de alterare a granitului. S-a afirmat de asemenea că feldspaţii constituie cea mai mare vulnerabilitate a granitului. Realitatea este ceva mai complexă. În diferenţierile pe care le prezintă aceştia, monoclinii (feldspaţi potasici) sînt inalterabili, în vreme ce plagioclazii (feldspaţi sodici) sînt dimpotrivă extrem de uşor alterabili, prin procesul de hidroliză dînd argilă. La aceasta se mai adaugă şi următoarele : sînt mai rezistente rocile din grupa granitică, cu cristale fine, decît cele cu cristale mari, datorită indicelui mai accentuat de dilatare a acestora din urmă. În rocile cu cristale mari se produc astfel mai lesne dislocări între particule, iar prin interstiţiile extrem de fine ce apar apa — agentul principal al alterării granitelor — pătrunde adînc în interior, slăbind rezistenţa rocii. La aceasta contribuie în mare măsură diaclazele iniţiale din granite rezultate de pe urma diferenţierilor de răcire internă a masivului. *Dezintegrarea granulară* este astfel forma specifică a alterării granitice.

Aceste caracteristici explică formele de relief rotunjite ce iau naştere în granite. Descompunerea chimică sau *alterarea,* care este agentul esenţial de modelare a acestei roci, nu permite linii frînte, muchii ascuţite, ci numai spinări rotunjite, versanţi convecşi, văi înguste, o arenă granitică ce învăluie mai peste tot relieful respectiv, ceea ce dă acestuia un aspect în genere confuz. Văile principale au fundul plat între versanţi puternic povîrniţi la partea inferioară, deseori cu tendinţă de înmlăştinire datorită argilelor provenite din acumularea arenei granitice. Panta talvegului prezintă totuşi neregularităţi surprinzătoare, datorită duritătii rocii ; de aici şi traseul frînt pe care-l prezintă uneori reţeaua hidrografică. Trebuie menţionate de asemenea lărgirile şi strangulările succesive ale văilor din ţinuturile granitice, astfel că acestea par ca nişte succesiuni de cuvete şi defilee, morfologie caracteristică Munţilor Măcin. Pe ansamblu rezultă astfel un relief monoton, dar totuşi cu un tipar propriu.

La masivele granitice este foarte caracteristică *descompunerea sferică* în bolovani rotunjiţi de dimensiuni diferite *(woolsacks* în engl.), uneori foarte mari, care dau naştere la îngrămădiri dezordonate la baza versanţilor sau pe văi, cu aspect de adevărat haos de blocuri rotunjite (*compeyré* sau *block fields*), frecvente în masivele hercinice. Clasică sub acest raport este regiunea Sidobre din sudul Podişului Central Francez.

Modul în care se formează bolovanii rotunjiţi în granite nu este pe deplin cunoscut. O explicaţie dată este aceea a înaintării alterării în reţeaua de diaclaze, ducînd la desprinderea de blocuri, ale căror margini se rotunjesc pe loc sub învelişul arenei înconjurătoare alterate (48). La această explicaţie legată de procese externe, s-a mai adăugat una legată de starea însăşi de zăcămînt a granitelor sau rocilor înrudite. S-a observat astfel, chiar în secţiune recentă, schiţată această formă de bolovani rotunzi înconjuraţi de o masă de rocă mai decolorată, gălbuie, mai friabilă datorită unei porozităţi maxime, numită *gore.* O asemenea dispoziţie concentrică a rocii însăşi, care pregăteşte calea ulterioară a descompunerii sferice, s-ar datora fie curenţilor interiori ai magmei, fie formării ei în perioada răcirii masei (36).

Procesul de desprindere a blocurilor rotunjite din învelișul de *gore* este ceva mai complex. La alterarea propriu-zisă, ce duce la descompunerea *gore*-ului în arena alcătuită din cristale libere și masa argiloasă rezultată din feldspați, se adaugă solifluxiunea care duce mai departe procesul. De aici explicația înaintării lui mai rapide în zona cu climat periglaciar sau la altitudini montane. Procesul pare să fi avut o mare extensiune în perioadele reci ale cuaternarului în zonele periglaciare. În condițiile climatelor tropicale umede, alterarea granitică prezintă varianta suprapunerii unei pături bogate în blocuri peste argile roșii fără blocuri și argile galbene cu orizont acvifer. Alunecări frecvente antrenează blocurile pe pante (67).

Trebuie menționat însă că nu toate granitele dau forme de bolovani rotunjiți. Cele cu firul fin dau doar blocuri unghiulare de 1—2 m lungime. Numai cele cu firul mare, cu diaclaze distanțate la cel puțin 1 m și maximum 15 m, care nu se întretaie în unghiuri ascuțite, dau bolovani rotunjiți. Descompunerea în astfel de bolovani se întîlnește și în diorite, bazalte și altele. În gnais șistozitatea împiedică formarea lor.

În climatele tropicale cu un anotimp ploios sînt tot atît de caracteristice vîrfurile conice lipsite de vegetație numite *căpățîni de zahăr (pain de sucre, Zuckerhütte)*. Siluetele lor în formă de obeliscuri creează pitorescul împrejurimilor golfului Rio de Janeiro. Forme asemănătoare există în Sudan, în Madagascar, în India, în Guyana Franceză etc. Ele se dezvoltă exclusiv în granite. După unele păreri, ele s-ar datora unui proces mixt de succesivă dezagregare-alterare, cu predominarea celei dintîi. Ar fi vorba de o dezagregare de tipul *exfoliației* (un fel de descojire a rocii prin insolație și hidratarea silicaților) pricinuită de alterarea în lungul diaclazelor în anotimpul umed, pe urmă de o uscare cu cristalizarea sărurilor care le lărgesc rapid în anotimpul uscat. Fisurile se lărgesc astfel necontenit, producîndu-se fenomenul de descojire sau jupuire. În unele regiuni (de exemplu în Coreea sau în Texasul central), intervine și gelivația, care nu este însă indispensabilă la producerea acestui fenomen, ci intervine în plus, creînd forme mai puțin tipice (67).

Cercetările recente întreprinse de J. Hurault în Guyana Franceză (296) în Haut Marouini, una dintre regiunile cu cele mai caracteristice căpățîni de zahăr, arată că explicația de mai sus nu este pe deplin convingătoare. La aceste înălțimi de formă ciudată, roca prezintă fața netedă, fără urmă de fisurare, ceea ce, alături de pantele extrem de înclinate la bază, le face aproape imposibil de escaladat. După autorul citat, par să conlucreze două procese diferite la partea superioară și inferioară, care explică forma specifică : descuamare sus unde panta este mai redusă (alterare granitică și plesnirea în plăci de 2—3 cm grosime), eroziune prin scurgerea apelor în pînză continuă cu viteză și putere de roadere din ce în ce mai accentuate spre partea inferioară (prezentînd aproape puterea și modul de roadere ale unei cascade). De aceea și acumulările de la bază sînt extrem de reduse, doar ceva nisipuri fine (fig. 232).

Specifice pentru relieful granitic sînt de asemenea escavațiile de *tafoni* pe versanții golași, în ținuturile mediteraneene și tropicale umede, fasonate prin eroziune diferențială, cu participarea alterării și vînturilor.

Lăsînd însă la o parte diferențierile climatice din morfologia granitică, observăm că aceasta se caracterizează în genere prin forme greoaie, cu spinări rotunjite, mamelonate, versanți convecși, văi invadate de arenă granitică etc. În

climatul mai secetos din nordul Dobrogei se întîlnesc frecvent îngrămădiri de sfărîmături de rocă, forme de dezagregare intensă, iar pe munţii înalţi cu roci granitice creste dinţate, piramide, ace etc., cum se văd pe alocuri în Masivul Retezat.

În rocile înrudite, formele arătate se reproduc la fel sau cu unele diferenţe. Astfel *dioritele*, roci granulare cu proporţie însemnată de plagioclazi şi pro-

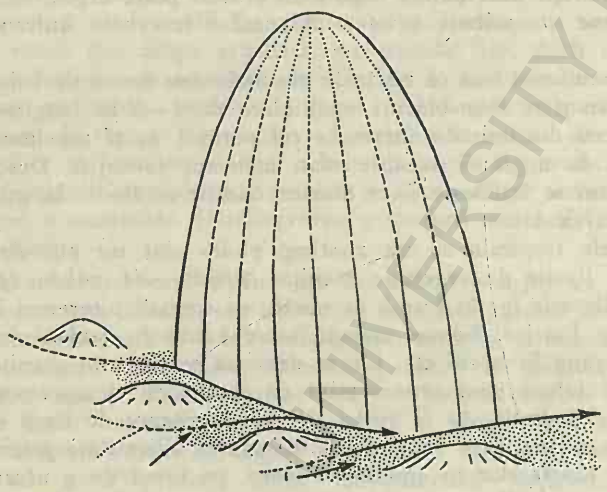


Fig. 232. — Schema scurgerii apelor pe „căpăţînile de zahăr" şi acumulările de la bază (după J. Hurault).

porţie redusă de cuarţ (sub 10%), dau forme contrastante cu proeminenţe şi adînciturі, datorită amfibolilor inalterabili la uscăciune, dar extrem de sensibili la acţiunea apei, de unde descompunere intensă pe văi şi pe locurile de stagnare a apelor, rezistenţă pe versanţii puternic înclinaţi unde apa se scurge repede (nestagnînd, hidroliza este minimă). Dioritele cuarţifere (cu peste 10% cuarţ) şi granodioritele prezintă însuşiri asemănătoare şi dau forme apropiate de cele granitice. *Granulitul*, bogat în muscovit cu foarte redusă proporţie de biotit şi din cauza aceasta mai rezistent decît granitul obişnuit, dă povîrnişuri puternic înclinate, alterarea fiind minimă, iar produsele de alterare *(alteritele)* subţiri. Descompunerea sferică nu se produce. Aplatizarea reliefului în granulite se produce cu o încetineală extremă (304).

Modelarea în roci metamorfice. Grupa rocilor metamorfice sau cristalofiliene se împarte, după modul în care s-a produs metamorfismul lor, în : *roci corneene*, rezultate prin metamorfism de contact termic în vecinătatea unei mase eruptive intrusive, care sînt de mică întindere (obişnuit cîteva sute de metri lăţime), *milonite*, cristalizate prin dinamometamorfism datorită mişcărilor tectonice, avînd extensiunea limitată la liniile de falie, şi *şisturile cristaline*, rezultate de pe urma unui metamorfism general sau regional, deci de extensiune teritorială mare. Rocile metamorfice pot proveni din modificarea pe cele trei căi fie a rocilor

vulcanice (metamorfism *orto*), fie a celor sedimentare (metamorfism *para*). Mai tipice din această grupă de roci sînt : micașisturile și gnaisurile.

Modelarea în șisturile cristaline nu dă forme omogene, ci foarte variate în raport cu însușirile diferitelor roci ale grupului (în primul rînd cea de rezistență, într-al doilea rînd cea de șistozitate). Unele dintre ele prezintă multe trăsături comune cu modelarea în rocile granitice, altele prezintă însă diferențe remarcabile. De aceea este hazardat a căuta să se stabilească reguli valabile pentru întreg grupul. Se poate afirma doar că șisturile cristaline ca și rocile granitice sînt în genere impermeabile, de unde mulțimea izvoarelor (formate deseori chiar numai sub pătura de sol de deasupra, mai permeabilă). Procesele de *creep* ocupă primul loc față de cele de alterare-dezagregare, cu care conlucrează îndeosebi la modelarea acestor grupe de roci. Rezultatul este aceeași rotunjime generală a culmilor, cu forme în genere greoaie și numai excepțional, în condiții speciale (mai ales în etajul climatului alpin), cu creste, abrupturi, vîrfuri zvelte. De aici menținerea îndelungată, nezdruncinată a vechilor peneplene, deoarece șisturile cristaline prezintă, ca și rocile cristaline de masiv, o rigiditate specifică la cutări, neputînd fi antrenate decît în cutări de largă curbură sau de falii (36). Fracturile și faliile se mențin îndelung ca linii mari ale reliefului. Relativ frecvent, pe traseul lor se aliniază văi, care par să păstreze oarecare independență față de înclinarea generală și de influența litologică. Această caracteristică este comună și chiar mai accentuată la rocile granitice. Deosebirea netă față de acestea provine de la șistozitatea de grade diferite, dar comună tuturor șisturilor cristaline, care lipsește la rocile granitice, de unde deosebiri importante în formele de relief ce rezultă. Lipsa de omogenitate în morfologia șisturilor cristaline se datorește în primul rînd diferențelor de rezistență și deci de comportare la eroziune a rocilor acestei grupe.

Micașisturile sînt constituite din cuarț și mică. Lipsesc feldspații, ceea ce le diferențiază net de gnais. Au o cristalinitate mai accentuată, ceea ce le diferențiază de filite. Cu toate acestea, datorită șistozității lor pronunțate, prezintă o duritate mai redusă decît a gnaisului (respectiv 3—4,6 față de 5,5—6,5), de unde o comportare diferită la eroziune. Datorită șistozității, prezintă caractere morfologice care le apropie de rocile sedimentare : relief specific monoclinal, cu creste, cu văi disimetrice, cu versanții local contrastanți.

După proporțiile în care se întîlnesc muscovitul și biotitul, care se comportă în mod diferit la procesele de alterare, și după alte minerale pe care le conțin unele micașisturi, rezultă variante de rezistențe diferite. În genere însă, aceasta stă în strînsă legătură cu proporția de cuarț. Concentrația în acest mineral sau concreționarea lui în nodule cuarțoase dă rezistența mai mare, care se răsfrînge în morfologie prin vîrfuri zvelte, văi în defilee, abrupturi.

Gnaisurile sînt șisturi cristaline feldspatice, cu structură granulară și cu o șistozitate mai puțin evidentă decît a micașisturilor. Urmarea e că topografia acestor terenuri este mai puțin expresivă decît a micașisturilor și mai apropiată de aceea a granitelor. La lipsa aceasta de expresivitate contribuie desigur și frecventa alternanță de pături cuarțo-feldspatice cu pături micacee, ce caracterizează textura acestei roci. Duritatea în genere mai mare a gnaisurilor explică forma convexă a versanților, apropiată de cea a granitelor și totuși mai puțin tipică decît în aceste roci. Datorită proporției feldspaților, depozitele de cuvertură, inclusiv solurile formate pe gnaisuri, sînt mai accentuat argiloase decît

arenacee. Ca urmare, şiroirile capătă mare extensiune, frînate doar cînd ajung la roca relativ dură. Procesele de *creeping*, de asemenea importante, duc la teşirea lentă a versanţilor.

Faţă de aceste caracteristici generale survin nuanţări între feluritele tipuri de gnaisuri, de la cele micacee (cu muscovit, cu biotit sau cu ambele în gnaisurile cu sericit) care se alterează şi se dezagregă mai uşor, dînd forme de relief mai şterse, la gnaisurile mai cuarţoase de tipul granulitului [1], care dă în relief forme mult mai apropiate de cele granitice.

Un loc aparte, prin morfologia la care dă naştere, ocupă *gnaisul ocular* (gnaisul de Cozia). Feldspaţii potasici formează nodule lenticulare care dau aspectul caracteristic ornamental al rocii, dar în acelaşi timp şi un mod cu totul specific de comportare la procesele de alterare, ce atacă intens în primul rînd aceste nodule. Roca se ciuruieşte şi dă peisaje întrucîtva asemănătoare cu cele din dolomite: povîrnişuri verticale, stînci în formă de turnuri şi coloane subţiri, cum se vede pe versantul sudic al Masivului Cozia (fig. 233). Mai mult chiar, peşterile sînt foarte răspîndite, unele mari cum sînt cele ce se văd în drum de la Turnu spre mănăstirea Stînişoara, dar în genere puţin adînci (întrucît nu se datoresc proceselor de dizolvare obişnuită în calcare, ci dezagregării-alterării la contactul cu atmosfera). Ca urmare a aceloraşi procese proprii, se formează grohotişuri alcătuite din blocuri mari paralelipipedice, colţurate. Mai rar, datorită cuverturii argiloase rezultate din alterarea feldspaţilor, se dezvoltă porniturі de felul unor curgeri de noroi care antrenează şi roca puternic fisurată de dedesubt, încărcîndu-le cu enorme cantităţi de blocuri, cum se vede pe valea Lotrişorului pe versantul nordic al masivului. De altfel, defileul Oltului la nord de Cozia îşi datoreşte pitorescul său aceleiaşi roci.

Între celelalte şisturi cristaline, *amfibolitele*, roci feldspatice cu conţinut în plagioclaz, dau de asemenea o morfologie caracteristică. Provenind din metamorfozarea marnelor sau a tufurilor vulcanice, aceste roci creează un relief contrastant; fiind greu atacate pe planurile puternic înclinate unde apele se scurg repede, amfibolitele fac să persiste îndelung povîrnişurile abrupte şi, invers, ele suportă un atac rapid prin alterare pe pantele slab înclinate unde apele stagnează (atacul se produce prin procese de hidroliză). Rezultă văi exagerat de largi şi înălţimi izolate ca nişte martori, dar cu povîrnişuri accentuate.

Din cele arătate în legătură cu modul de comportare al rocilor la acţiunea agenţilor modelatori, se poate observa că nu numai fiecărei grupe de roci îi corespunde o morfologie specifică, dar chiar uşoare variante ce survin în compoziţia aceleiaşi grupe de roci pot aduce trecerea pe prim plan a altui agent modelator, de unde rezultă alte caracteristici de relief. Nu toate calcarele dau forme la fel; creta nici nu dă forme carstice, iar dolomitele le exagerează. De asemenea nu toate rocile granitice dau acelaşi tipar de relief. Cînd conţine mică neagră este mai uşor alterat decît cînd conţine mică albă, şi tot astfel cînd conţine feldspaţi calcosodici (plagioclaz) decît atunci cînd conţine feldspaţi potasici (microclin). Gama variaţiilor este şi mai accentuată la şisturile cristaline. Adap-

[1] Unii autori grupează granulitul între rocile de origine magmatică, alţii între cele metamorfice.

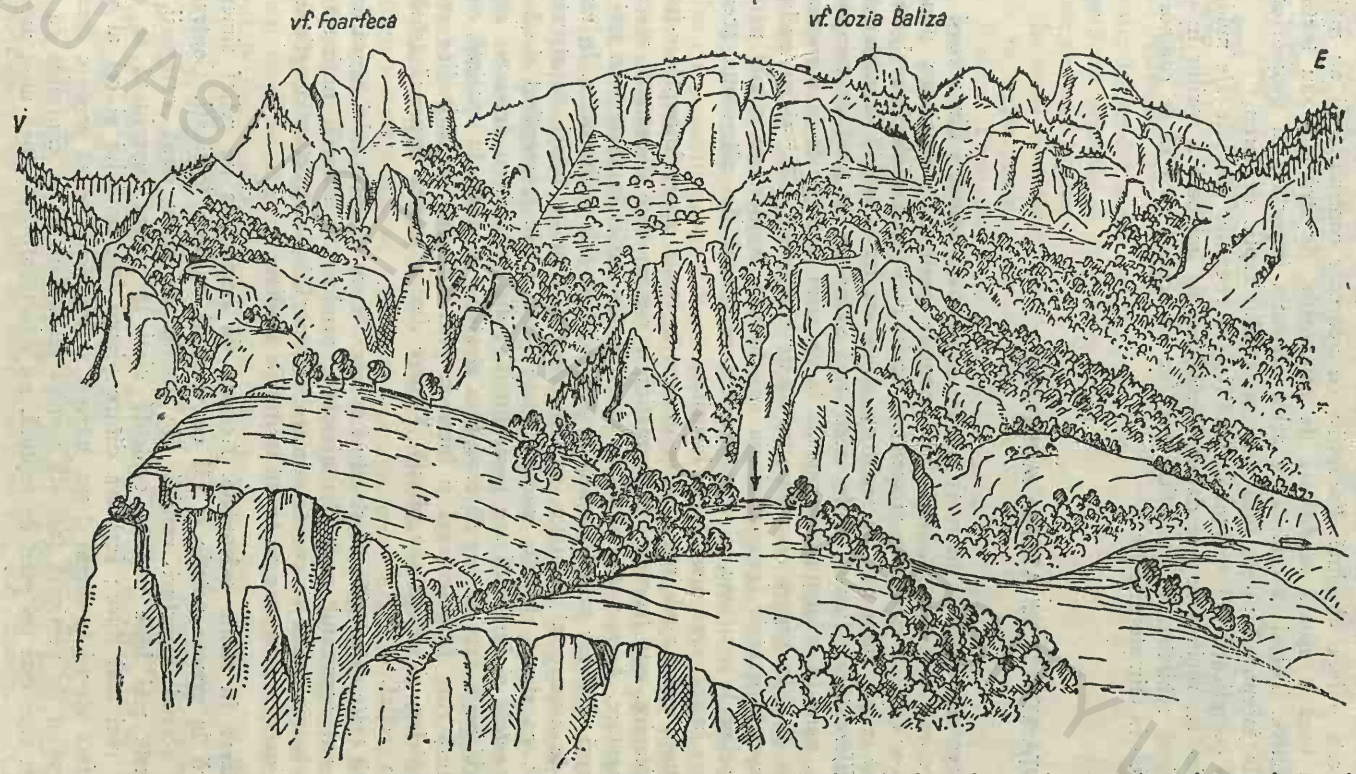


Fig. 223. — Povîrnişul sudic al Masivului Cozia, cu stînci abrupte în formă de coloane şi turnuri sculptate în gnais ocular.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tarea reliefului la rocă, atît pentru liniile lui mari, cît şi pentru cizelura de amănunt, este o lege absolută. Excepţiile cu aparenţe contradictorii au mai totdeauna la bază o uşoară modificare de compoziţie, de structură sau textură a rocii respective. Totuşi cercetările în acest domeniu important al geomorfologiei sînt abia la început. Lipseşte încă mult materialul faptic de teren.

Două complicaţii pot surveni în modificarea regulilor absolute ale modelării specifice fiecărei roci : prima se datoreşte modului de îmbinare a rocilor în structuri şi a doua schimbărilor climatice care fac ca aceeaşi rocă să se comporte în mod deosebit în climate diferite.

2. INFLUENŢA STRUCTURII ASUPRA MODELĂRII

În terenurile alcătuite pe mari grosimi şi pe mari întinderi din aceeaşi rocă, relieful prezintă aceleaşi trăsături fundamentale peste tot ; eroziunea pune în evidenţă doar cizelura de amănunt specifică acelei roci (geomorfologia sculpturală). Numai cînd se suprapun roci de rezistenţe deosebite ies la iveală caracteristicile *eroziunii diferenţiale ;* fiecare dintre acele roci avînd un alt mod de comportare la eroziune, pune în evidenţă diferenţe de la un strat la altul, de la o succesiune de strate la alta, în raport nu numai cu rocile componente, dar şi cu modul în care stau aşezate stratele (geomorfologia structurală). Aşadar, nu numai particularităţile rocilor la eroziune, ci şi contrastele ce rezultă din alternanţa acestora dau orientare în aplicarea morfologiei locurilor.

Structura, adică rînduirea maselor de roci în strate, apare întîmplător în depozitele vulcanice, este frecventă în formaţiunile metamorfice şi comună, specifică celor sedimentare. *Forme structurale* se pot dezvolta astfel în toate cele trei categorii de roci, deşi ele caracterizează cu deosebire pe cele sedimentare. În raport cu modul de aşezare al stratelor, se deosebesc mai multe feluri de structuri : *concordantă,* cu strate rînduite paralel unele peste altele (prezentînd două variante : *orizontală* şi *înclinată* sau monoclinală) ; *discordantă,* cu depuneri suprapuse în unghi peste faţa de regulă erodată a stratelor de dedesubt ; *faliată,* cu linii de ruptură care fragmentează şi întrerup prin diferenţe de altitudine continuitatea stratelor, şi *cutată* sau plisată. Fiecare dintre acestea imprimă trăsături specifice în relief.

Întrucît toate categoriile de structuri enumerate, cu excepţia celei concordante orizontale, sînt rezultatul unor deranjamente produse în scoarţă, noţiunea de structură trebuie asociată cu cea de mişcare. Geomorfologia structurală oglindeşte, aşadar, şi dinamica prin care au trecut teritoriile studiate.

Modelarea în strate orizontale. Aceasta dă naştere la un relief simetric, cu interfluvii în genere netede şi văi cu versanţi uniform înclinaţi. Contrastul esenţial al acestei structuri rezultă din îmbinarea celor două categorii de pante. El este mai bine pus în evidenţă cînd la partea superioară se află un strat de roci mai dure ; legătura dintre planul interfluviului şi cel al versantului se face atunci în unghi drept, întrucît se individualizează acolo o *cornişă* pe plan apropiat de verticală (această cornişă nu trebuie să se confunde cu cea de alunecare, care este un plan de ruptură, nu structural). Marginea unui aseme-

nea pod orizontal care domină locuri mai joase se numește, după un termen folosit în ținuturile feno-scandinave, *glint*.

Cînd stratul de rocă dură se reazemă pe un orizont de roci moi, friabile (argile, nisipuri etc.), eroziunea diferențială face ca orizontul moale să se macine mai repede, producîndu-se un fel de scobituri sub placa tare care rămîne un timp în proeminență ca o streașină. Stratul dur, care protejează pînă la un timp orizontul moale de dedesubt, ajunge să iasă atît de mult în afară, că propria-i rezistență este covîrșită de solicitatea gravitației și el se rupe prăvălindu-se la vale. În modul acesta se produce lărgirea treptată a văilor, iar versanții se acoperă cu depozite de cuvertură deluviale, mai abundente, unde stratele intersectate sînt mai înguste.

În cazul unei succesiuni de strate moi și dure, pe versanți apar rupturi de pantă în trepte, cum se observă frecvent în Podișul Central Moldovenesc sau prin Podișul Tîrnavelor, unde calcarele oolitice sau gresiile constituie stratele tari, iar argilele, nisipurile sau unele tufuri constituie orizonturile friabile. Uneori chiar în aceeași rocă se pun în evidență orizonturi mai tari, formînd așa-numitele *brîne*, folosite în munți drept trasee naturale pentru poteci (cazul brînelor Caraimanului de exemplu). Nu este tot una pentru modelare dacă fundul văii este săpat într-un orizont de roci dure sau friabile. În primul caz valea este strîmtă la partea inferioară, iar în profilul longitudinal apare o treaptă peste care rîul formează cascadă. Cînd, dimpotrivă, fundul văii corespunde unui orizont de roci moi, aceasta se lărgește repede, căpătînd aspectul de vale matură.

Tipul caracteristic de vale în teritoriile cu strate orizontale este cea în *canion* cu versanții puternic înclinați, prezentînd rupturi de pantă mai accentuată la intersectarea stratelor mai tari. Traseul canioanelor este mai totdeauna cotit, întrucît ele sînt văi adîncite pe loc pe traseul inițial, care nu putea fi decît cotit datorită orizontalității planului superior. Celebru prin pitorescul său este Marele Canion al fluviului Colorado, adîncit pe 1 500 m pe întreaga succesiune de strate pînă la cele mai vechi formațiuni paleozoice. Violența contrastelor dintre netezimea podișului și versanții povîrniți, dintre culorile stratelor ce se intersectează, adîncimea impresionantă a văii și abrupturile amețitoare ale unor promontorii denumite temple fac ca acest canion să ofere priveliștea feerică a unui spectacol unic în grandoare.

Interfluviile ținuturilor cu strate orizontale se prezintă mai totdeauna ca *platforme structurale*, ce corespund planului unui strat de roci dure. Datorită acestui lucru, ele au de regulă o netezime ideală, iar marginile terminate în *glint* spre văile adîncite care le intersectează. Printr-o îndelungată eroziune, văile despărțitoare se lărgesc mult, astfel că platformele structurale rămîn răzlețite, la același nivel la care se poate lesne reconstitui. Așa sînt *mesas*-urile Columbiei orientale (mai tipice cele din Mesa Pardaos și Mesa Iguaje), cu placa lor de gresie de o netezime ideală, despărțită prin largi depresiuni argiloase ; platourile de nisipuri colorate terțiare de la sud de capul Sao Roque (Brazilia), denumite de localnici *taboleiros* sau *chapados*, care-și datoresc netezimea unui orizont mai întărit de nisipuri, care au permis adîncirea văilor la circa 60 m, pînă la nivelul gnaisului dur al Podișului Brazilian.

În țara noastră platforme structurale tipice, ușor înclinate, se întîlnesc în Podișul Moldovei, la sud de Hîrlău în platforma Sîngeap, înaltă de 400 m, pusă în evidență printr-o placă de calcare oolitice tari, iar dincolo de Cotnari plat-

forma Broscăria, ceva mai joasă, dar tot atît de netedă, cu văi abia estompate și abrupturi spre văile adînci de la est și sud, iar în Podișul Central Moldovenesc platformele Tansa, Ipate ș.a. (308).

Pe fața netedă a platformelor structurale se văd uneori, atunci cînd aceasta s-a individualizat prin înlăturarea unui strat superior de roci friabile, unele resturi izolate de forma unor movile lungi, turtite, cu pante slabe, care nu sînt decît martori ai orizontului înlăturat. Cînd a fost înlăturat prin eroziune și un strat superior mai rezistent, martorii mai evidenți păstrează mici spinări orizontale. Prin acești martori, se poate stabili vîrsta platformei structurale respective ca formă de relief. Pentru o mai bună precizare, se pot urmări și depozitele de cuvertură, inclusiv solurile, care sînt îndeobște subțiri. Problema este totuși dificilă pe alocuri. Paralelizarea cu nivelele de denudare (platforme de eroziune) aflate în prelungire poate de asemenea oferi soluții de rezolvare.

Structura monoclinală. Este cu mult mai frecvent întîlnită decît cea de strate orizontale, întrucît mișcările de basculare în scoarța terestră nu cruță, așa cum s-a arătat, nici chiar scuturile vechi în aparență înțepenite. Caracteristica esențială a reliefului în regiunile cu strate înclinate o dă asimetria lui: pante line pe fața ușor înclinată a stratelor mai dure, versanți abrupți unde sînt intersectate aceste strate. Specifice sînt de asemenea văile și interfluviile, în genere paralele, datorite *rețelei consecvente* (avînd văi cu versanți simetrici) și cu frecvente *văi subsecvente* (asimetrice). Un asemenea relief asimetric este denumit *monoclinal* întrucît doar o clină, cea în pantă repede, iese mai mult în evidență.

În raport cu înclinarea generală a stratelor, mai ușoară sau mai accentuată, se diferențiază două forme de relief tipice pentru această structură: *cuesta* și *hogbackul*.

Cuesta (fig. 234), după un termen împrumutat din toponimia mexicană (apropiat de termenul nostru popular *coastă* sau de cel francez *côte*), caracterizează teritoriile monoclinale cu strate ușor înclinate, reprezentînd povîrnișul în pantă mai accentuată care intersectează invers înclinării lor acele strate. La o cuestă se deosebesc ca părți principale *fruntea, depresiunea subsecventă* și *panta structurală*.

Fruntea reprezintă de fapt cuesta propriu-zisă. În forma cea mai simplă ea cuprinde: o parte superioară abruptă, tăiată în stratul de rocă tare, care se pune bine în evidență întrucît în majoritatea cazurilor rămîne stîncoasă, neacoperită de vegetație, și o parte inferioară în pantă mai slabă, deseori concavă, unde se intersectează stratele de roci mai friabile. Cînd succesiunea de strate tari și moi este mai complexă, fruntea cuestei este plină de neregularități, cu brîne structurale și întîrzieri de pantă. Mai totdeauna însă sînt prezente procesele gravitaționale de tipul porniturilor (surpări, alunecări) sau al șiroirilor și ravinației. Cu alte cuvinte, aceasta este partea cea mai puternic atacată de eroziune din întreg complexul reliefului monoclinal; ea se află în continuu recul.

Depresiunea subsecventă este o vale largă asimetrică, avînd de o parte povîrnișul în pantă repede al cuestei, de cealaltă parte versantul tărăgănat ce urcă în pantă lină pe planul structural. Alături de cuestă, ea este elementul cel mai tipic din morfologia structurii monoclinale, în care de regulă rețeaua normală de văi este cea *consecventă* cu înclinarea generală a terenului, cu un paralelism

accentuat între văile principale. Văile *subsecvente*, deși ar trebui să constituie ca orientare generală față de primele oarecum o excepție de la regula generală de curgere, aplicată doar la fragmente ale văilor secundare, ajung cu timpul să contopească mai multe fragmente într-un întreg, depresiunea subsecventă, în lungul căreia se organizează cursuri de apă perpendiculare pe înclinarea gene-

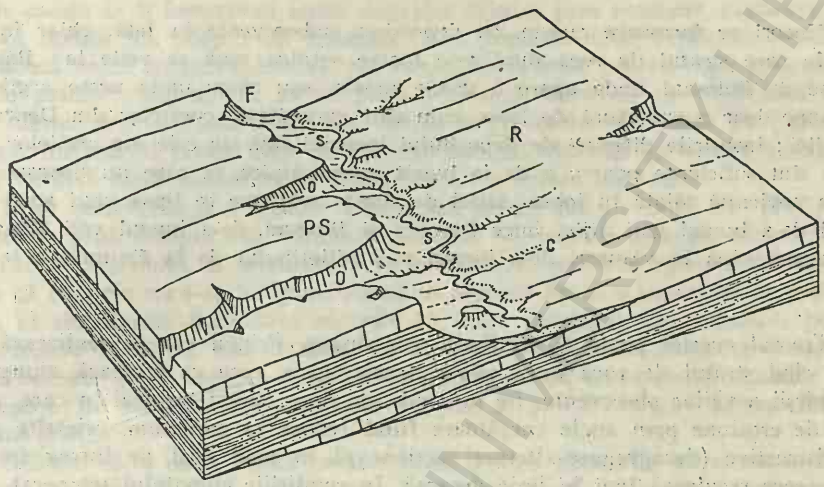


Fig. 234. — Relieful de cuestă. *F*, Fruntea cuestei ; *S*, depresiunea subsecventă ; *R*, reversul ; *PS*, platforma structurală ; *C*, curs consecvent ; *O*, curs obsecvent.

rală a stratelor, cum este Bahluiul la vest de Iași, Prutul în partea de nord a Moldovei, Bîrladul în cursul lui superior etc.

Această transformare se datorește unei succesiuni de captări mărunte în care sînt decapitate cursurile consecvente. Fostele lor străpungeri în traseul cuestei rămîn astfel pe alocuri *văi părăsite* sau *străpungeri moarte*, care pe vremuri se bănuia că ar fi ferestruite de vînturi, de unde denumirea engleză de *wind-gaps* sub care ele sînt cunoscute (spre deosebire de *water-gaps* pentru văile drenate de rîuri). Asemenea văi părăsite sau străpungeri moarte constituie o caracteristică a peisajului de cueste. Uneori de-a lungul depresiunii subsecvente curg două rîuri în sens contrar. Văile afluente care debușează în depresiunea subsecventă pot fi de două feluri : *consecvente* din latura planului structural și *obsecvente* (adică cu direcția inversă înclinării stratelor) din latura cuestei. Ambele au versanți simetrici, dar cele obsecvente sînt mai înguste, mai încastrate și cu profilul longitudinal cu neregularități în trepte structurale[1].

Panta structurală sau „reversul" cuestei, cum i se mai spune, este în genere un plan înclinat neted. Atunci cînd înclinarea generală a stratelor este foarte slabă, la partea superioară a acestui plan se individualizează *platforme structurale*, pe cînd la partea lui inferioară placa de rocă dură trece treptat mai la adînc, fiind

[1] În geomorfologie, paralel cu termenii prezentați, se mai folosesc : văi consecvente sau *cataclinale*, subsecvente sau *ortoclinale* și obsecvente sau *anaclinale*.

acoperită fie de resturi ale stratului friabil de deasupra, fie de depozite de cuvertură, de tipul deluviilor sau coluviilor. De asemenea la partea inferioară a acestui plan se insinuează şi unele mici văi cu caracter torenţial ce se adîncesc în placa de rocă dură (cum este valea Vascanilor pe flancul sudic al platformei structurale Broscăria de la nord de Tg. Frumos).

Uneori se formează cueste, cu depresiuni subsecvente în faţă, chiar în regiuni în care stratul de rocă dură este foarte subţire, cum se vede la Băiceni aproape de Botoşani unde apare o gresie moale, sau chiar unde peste argile se suprapune doar o cuvertură de loess, cum sînt majoritatea cuestelor din Depresiunea Jijiei ; însuşirile diferite ale depozitului loessoid faţă de cele ale argilelor sarmatice sînt suficiente pentru a da la iveală cueste tipice, la care nu lipseşte nici cornişa povîrnită tăiată în loess. Astfel de cueste realizate în lipsa unui strat dur se văd de-a lungul văii Jijiei între Dorohoi şi Dîngeni, de-a lungul văii Sitna de la Dracşani pînă la vărsare, de-a lungul văii Miletinului de la Frumuşica la Şipote etc.

Traseul cuestei poate fi rectiliniu sau sinuos. Primul caz se realizează fie atunci cînd stratul de rocă dură este puternic, gros, ceea ce frînează alungirea spre obîrşii a văilor obsecvente, fie în condiţiile unui climat tropical în care, procesele de eroziune prin apele curgătoare fiind reduse la minimum, celelalte procese distructive (dezagregare-alterare) acţionează în mod egal pe întreg traseul cuestei, care reculează lent în linie dreaptă. În condiţiile climatului temperat, posibilităţile mult mai mari ale eroziunii liniare prin apele curgătoare, asociată sau nu cu unele procese gravitaţionale, duc la festonarea cuestei, la crearea unei pătrunderi adînci în interiorul cuestei, al cărei recul este mai rapid. Pătrunderile acestea prezintă, cînd sînt privite pe orizontală, aspectul unor pîinii în interiorul cuestei, de unde denumirea de *pîlnii de străpungere cataclinală*, fiind legate de cursurile consecvente ce secţionează cuesta de-a curmezişul ei. De felul acesta sînt multe mici văi în Podişul Central Moldovenesc. De pe urma retragerii cuestei pot rămîne martori izolaţi, uneori încununaţi încă cu stratul dur, alteori decapitaţi de acesta, deci mai uşor expuşi la nivelare. Aceşti martori sînt cunoscuţi sub denumirea franceză de *avant-butte* sau cea engleză de *outlier*. Asemenea martori se observă chiar la „Coasta Iaşilor", cum a fost numită cea mai reprezentativă cuestă din Podişul Moldovenesc, cea de la sudul văii Bahluiului (294).

Reculul cuestelor este însă extrem de rapid sub climatele reci, unde rocile sedimentare mai gelive sînt viguros atacate prin procesele ce se dezvoltă pe bază de îngheţ-dezgheţ (dezagregare, solifluxiune în primul rînd, dar şi cele derivate de felul alunecărilor, curgerilor de noroi etc.).

S-au dat mai multe explicaţii formării reliefului de cuestă. După W. M. Davis (cf. 36) acesta s-ar forma pe planul înclinat al unor depuneri marine în continuă retragere *(coastal plain)* pe care se instalează în primul rînd o reţea de văi consecvente şi paralele, faţă de care văile afluente se altoiesc pe direcţie apropiată de cea perpendiculară, la contactul dintre stratele moi şi cele dure. Avînd posibilitatea de a se adînci mai cu înlesnire în formaţiunile mai moi, văile subsecvente se dezvoltă mai repede în lungime şi în lărgime decît cele consecvente, colectează un mare număr de ape (nelipsind captările), putînd deveni cursurile principale ale regiunii. Treptat ele se deplasează spre latura stratului

dur, individualizînd cuesta. Emm. de Martonne (48) admite mișcările de basculă (cu caracter epirogenetic) care pricinuiesc aplecarea generală a peneplenei într-o parte. Reîntinerirea eroziunii prin coborîrea nivelului de bază explică adîncirea pe loc, inegală, a văilor, cu prioritatea celor subsecvente, la contactul structural dintre stratele moi și cele dure. S-au emis și opinii care admit că actualele cueste ar fi formațiuni fosile degajate ulterior prin eroziune, explicație care însă nu rezistă (cf. 306). Fără îndoială că și primelor două explicații trebuie să li se aducă unele corective, întrucît ele rămîn insuficiente pentru explicarea cuestelor. În primul rînd trebuie să se pună mai mult accentul pe explicarea reculului cuestei prin acțiunea mult mai activă a proceselor de pantă pe povîrnișul puternic înclinat al cuestei față de cel slab înclinat din față (procesele acestea de pantă variind după condițiile de climă, cum s-a arătat mai sus).

Între cercetările mai recente menționăm pe ale lui J. Büdel (293), care admite — pentru explicarea formării cuestelor — mișcări epirogenetice, oscilații climatice și schimbări în orientarea rețelei hidrografice. S-a ajuns astfel la concluzia că cuestele nu s-au înfăptuit simultan pornind de la o suprafață de eroziune unică, ci sînt forme dezvoltate succesiv în timp, rezultînd din adîncirea pe loc în porțiunile cu strate mai friabile, în decursul perioadelor climatice favorabile pentru aceasta, și perfectarea lor ulterioară în etape cu alte nuanțe climatice pînă în prezent. La rezultate asemănătoare a ajuns și J. Tricart pentru Bazinul parizian (306).

Arătam că a doua formă caracteristică pentru ținuturile cu strate înclinate este cea de *hogback (hog's back)*, care ia naștere acolo unde strate de rezistență inegală sînt redresate puternic pînă la verticală. O asemenea structură, care presupune o mișcare tectonică de amploare, nu se întîlnește de obicei nici în zonele de cîmpie, nici în cele de podiș, fiind mai frecventă în munți sau, la noi, chiar în zona subcarpatică (mai ales la curbură) sau în zona cutelor diapire din jurul Podișului Transilvaniei. Eroziunea diferențială înlătură cu ușurință stratele de rocă moale (nisipuri, argile etc.), cele dure rămînînd ca niște ziduri ciclopice despărțite unele de altele prin firide înguste, cum se poate vedea pe valea Milcovului la Andreiaș, unde stratele stau ridicate la verticală, de asemenea pe valea Putnei aproape de satul Valea Sării etc. Gresia de Kliwa (de vîrstă oligocenă) ridicată la verticală dă de asemenea forme curioase de solzi uriași, care urcă pînă aproape de culmea muntelui Pietrele Mereului la nord de Brăești (în bazinul mijlociu al Buzăului) și coboară pînă în vale (fig. 235). Formele de relief sînt de un pitoresc straniu. O importantă contribuție la degajarea lor au, în afara transportului particulelor prin apa de șiroire, procesele de dezagregare împreună cu cele gravitaționale.

Tranziția între forma tipică de *hogback* și cuesta din ținuturile cu strate slab înclinate se face prin relieful unghiular al unor cueste foarte apropiate unele de altele, cu aspectul unor dinți de ferăstrău, cum se vede la Bălănești pe valea Sărățelului din Buzău (fig. 236) sau la Mera pe valea Milcovului. Ele dau în relief o succesiune strînsă de văi și creste.

Structuri faliate și discordante. Tratăm împreună cele două feluri de structuri cu toate că există diferențe de geneză între ele (primele aparținînd structurii concordante), întrucît ele se îmbină uneori în morfologia locală și ambele reprezintă întreruperi în succesiunea normală a stratelor: faliile fiind

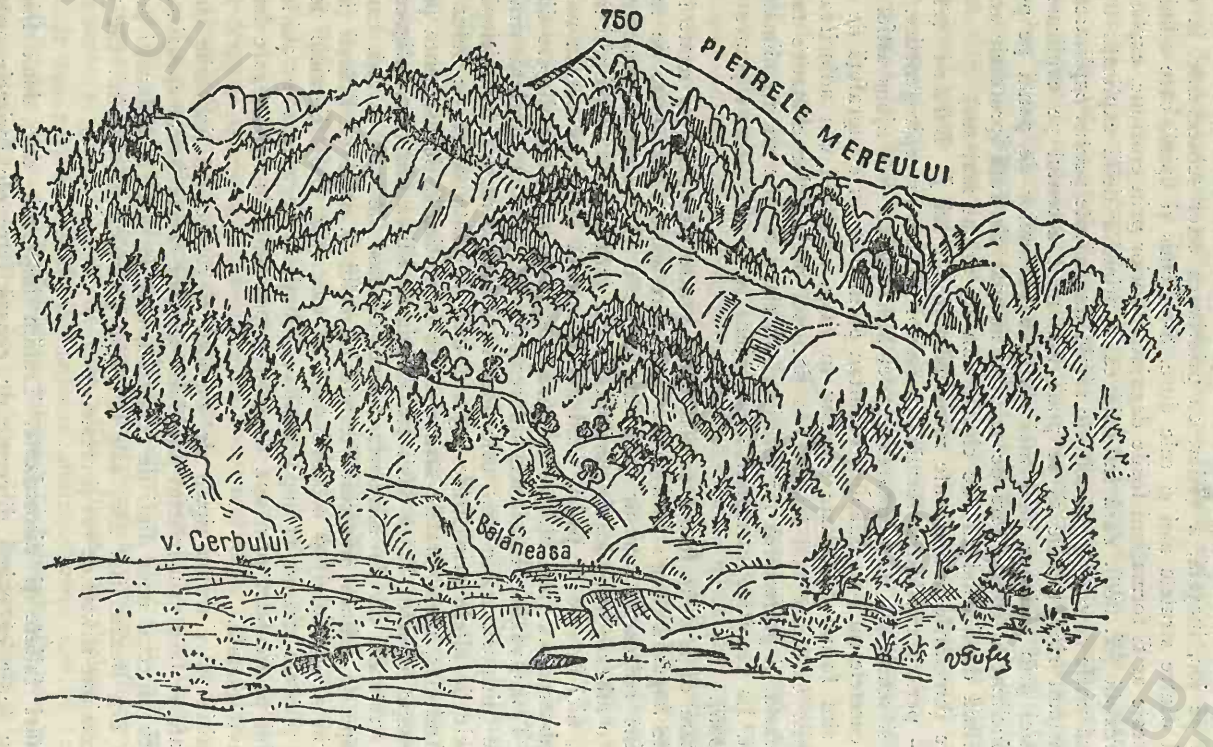


Fig. 235. — *Hogback*-uri pe muntele Pietrele Mereului (N de Brăeşti — Buzău).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 236. — Relief de cueste și forme rotunjite, conforme cu structura la Bălănești — Buzău.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

întreruperi pe verticală, discordanţele întreruperi pe orizontală. Fiecare dintre ele se răsfrînge în relief prin trăsături specifice. Menţionăm că ne referim aici doar la modelarea structurii faliate concordante.

Falia reprezintă o ruptură în continuitatea stratelor. Nu toate rupturile însă trebuie socotite falii. Există diaclaze care pătrund uneori pînă la adîncimi însemnate, există crăpături de dezagregare datorite gelivaţiei sau variaţiilor de temperatură, crăpături produse prin uscăciune accentuată, crăpături de alunecare etc., dar nici una dintre acestea nu sînt falii care fac parte din categoria marilor rupturi în scoarţă. Faliile se formează de regulă în mod lent, în mii sau milioane de ani, şi ating adîncimi mari. Planul pe care se produce această ruptură — mai rar vertical, mai adesea oblic — se numeşte *plan de falie*, iar traseul acestuia pe orizontală *linie de falie*. Ele se mai produc şi datorită mişcărilor violente ale scoarţei terestre de felul cutremurelor, şi atunci sînt de dimensiuni reduse, dînd naştere la denivelări doar de cîţiva metri (cel mult 20—30 m) înălţime.

Faliile pot fi de mai multe feluri : *normale*, cu căderea ca o alunecare pe planul de falie, sau *inverse*, care reprezintă şi o încălcare laterală, deoarece se produc invers înclinării planului de falie. La rîndul lor fiecare dintre acestea pot fi *conforme* sau *contrare*. Detaliile acestea, foarte importante pentru geologia zăcămintelor, nu au însemnătate geomorfologică, întrucît nu ies în evidenţă în relieful regiunii prin variante diferenţiate.

O falie capătă însemnătate morfologică în principiu numai atunci cînd se trădează printr-o trăsătură de relief. Mascată prin anumite depozite, nu interesează geomorfologia şi mai ales geomorfologia aplicată. De regulă, ea apare sub forma unei denivelări între compartimentul înălţat şi cel coborît, *abrupt de falie* (cu corespondentele : *escarpement de faille, falt scarp*). Iniţial acesta are un traseu liniar. Cu timpul, datorită eroziunii apelor curgătoare, el capătă un traseu sinuos, cu intrînduri pe văile care-l intersectează. La început desfigurarea abruptului de falie se face prin ravene şi văi torenţiale orientate perpendicular pe direcţia acestuia. Înaintînd spre obîrşii şi adîncindu-se mai repede prin eroziune remontantă în acest sector, micile văi ajung să transforme abruptul de falie într-o succesiune de *faţete triunghiulare* sau trapezoidale, după cum distanţa dintre ele este mai mică sau mai mare. Formele acestea cu totul caracteristice nu se menţin vreme îndelungată în climatele cu ploi, fiind desfigurate prin diverse procese de pantă. Ele persistă însă îndelung în climatele aride, unde reculul abruptului de falie se face pe trasee paralele, întrucît procesele care acţionează direct asupra abruptului sînt cele uniforme de dezagregare-alterare.

Prin evoluţie, abruptul de falie poate lua aspectul unei *cueste*, cu deosebire în regiunile cu strate concordante, denivelate în blocuri monoclinale prin linii de falie şi mai ales cînd la partea inferioară a abruptului se găsesc strate de roci moi. Se realizează astfel o *cuestă de falie* cu morfologie asemănătoare cuestelor structurale obişnuite.

Prin eroziune îndelungată, mai cu seamă cînd aceasta este înlesnită prin dispoziţia stratelor de rezistenţe diferite (de exemplu cînd cele ce alcătuiesc partea înălţată sînt mai friabile decît cele de pe partea joasă), se poate ajunge la nivelarea faliilor. Asemenea falii nu mai sînt puse în evidenţă decît prin contrastul de rocă. Chiar şi în acest caz însă apar elemente morfologice importante. Rîurile

ce traversează o asemenea linie, care topografic nu se pune prin nimic în evidență, formează prin diferențe structurale denivelări sau trepte în talveg, ce se repetă cu regularitate pe același traseu. Exemplul clasic este cel de la poalele Munților Apalași, cu acea *fall line*, adică linie de cascade, în albia tuturor rîurilor ce traversează o veche linie de falie nivelată.

Se întîlnește însă și cazul cînd o falie nivelată să se repună în relief ca denivelatoare tot în urma eroziunii diferențiale: ajunsă pe planul unui strat de roci dure, fosta parte înaltă rezistă la eroziune, în vreme ce stratele friabile din partea cealaltă sînt înlăturate prin eroziune. O asemenea falie repusă în relief s-a numit *abrupt de linie de falie* sau *falt line scarp*, spre deosebire de abruptul primordial tectonic (denumit simplu *abrupt de falie*).

De multe ori, se întîlnesc *sisteme de falii* care intersectează paralel sau pe direcții diferite formațiunile sedimentare. Repartiția lor teritorială și modul de cădere într-o parte sau alta determină *stilul tectonic* al regiunii respective. Mai obișnuite sînt sub acest raport situațiile în care unele blocuri se înalță, altele coboară, formînd masive și depresiuni tectonice. Cînd cele dintîi sînt înconjurate de jur împrejur de arii scufundate, poarte numele de *horsturi*, cum este considerat masivul nord-dobrogean, mărginit la vest de aria de scufundare a Cîmpiei Române, la nord de depresiunea predobrogeană, iar la sud prin linii de falie spre platforma Dobrogei sudice. În al doilea caz avem de-a face cu o groapă sau șanț tectonic, cunoscut sub numele de *graben*, cum sînt valea Iordanului, Marea Moartă și continuarea ei dinspre sud pînă în Africa răsăriteană, cum este de asemenea grabenul Rinului sau în țara noastră depresiunea alungită a văii Cernei din Banat sau a văii Iadului din Crișana. Alt stil tectonic întîlnit frecvent este cel în *blocuri monoclinale*, cu ridicarea lor în aceeași parte, astfel că pot dezvolta sisteme de cueste tectonice cu orientare constantă în aceeași direcție.

În anumite situații, înălțarea și coborîrea a două regiuni învecinate nu se face printr-o ruptură în scoarță, adică printr-o falie, ci printr-o îndoitură — cu sau fără subțierea stratelor —, ceea ce se numește *o flexură*. Asemenea situație se întîlnește între dealurile înalte de pe stînga Siretului, îndeosebi Dealul Mare — Hîrlău și Depresiunea Jijiei (309). Alteori rupturile tectonice sînt de mare adîncime, adevărate despicături în scoarța terestră, numite *fracturi*. Exemplul cel mai cunoscut este cel al fracturilor care mărginesc marea groapă africană, dislocație uriașă de dimensiuni continentale.

Structura discordantă se face vizibilă în relief numai cînd pune în contact strate deosebite ca rezistență, în care eroziunea diferențială scoate la iveală forme structurale ca niște mici creste în albiile văilor sau chiar ca niste false cueste. Mai importante în geomorfologia structurii discordante sînt *văile supraimpuse* sau după un termen mai vechi *epigenetice*. Acestea par la prima vedere inexplicabile, deoarece străpung depozite dure creînd chei sau defilee înguste, cînd prin apropiere și-ar fi putut găsi mult mai ușor loc de trecere.

Structura cutată. Ea poate prezenta o mare varietate de forme de cutare, de la cele simple cu învălurare regulată pînă la cele mai complicate, cu răsturnări de cute care se acoperă unele pe altele. În oricare dintre acestea însă, morfologia păstrează ca linii mari ale reliefului liniile directoare ale cutărilor. În amănunt însă, morfologia regiunilor cutate variază la același tip de cutare după vigoarea eroziunii din acea regiune și după stadiul în care se află aceasta.

Structura cutată simplă, cu o succesiune de *anticlinale* şi *sinclinale* drepte şi regulate, dă într-o primă fază de modelare prin eroziune o morfologie conformă cu structura, anticlinalele corespund culmilor, iar sinclinalele văilor (sau într-un sens mai larg depresiunilor alungite) dintre ele. După denumirile din Munţii Jura, s-au introdus termeni de *mont* pentru culmile anticlinale şi *val* pentru părţile joase sinclinale. Şi în ţara noastră, în zona obcinelor bucovinene, cu structură apropiată de aceasta, există termeni entopici adecvaţi, care s-au propus a fi folosiţi pentru sinonimia lor: *obcină* pentru culmile prelungi anticlinale şi *cîmpulunguri* pentru depresiunile sinclinale dintre ele.

Întrucît un asemenea tip de relief este caracteristic pentru Munţii Jura (şi cu deosebire pentru partea dintre Lausanne şi Basel), el a fost numit chiar *relief jurasian*[1]. Dinamica modelării într-un asemenea relief se caracterizează prin predominarea acţiunii de eroziune a apelor curgătoare, la care se asociază procesele eroziunii diferenţiale (cu participarea în mare măsură a dezagregării-alterării). Apele curgătoare cele mai active nu alcătuiesc reţeaua principală (rîurile din văile sinclinale exercită o eroziune slabă, în aceste văi predomină aluvionarea), ci văile afluente, cu curs consecvent pe flancurile anticlinalului. Asemenea văi (denumite după un termen francez *ruz*), datorită înclinării lor, atacă viguros versantul, intersectează stratele dure şi se afundă cu uşurinţă în cele moi de dedesubt. Ele înaintează cu repeziciune spre obîrşii, astfel că ajung să intersecteze pe alocuri culmea anticlinală de-a curmezişul, creînd văi transversale înguste şi adînci, adevărate defilee *(cluse)*.

Reţeaua hidrografică în această situaţie de cute simple capătă o orientare curioasă şi specifică în unghiuri drepte: longitudinală în văile sinclinale, transversală cînd străpunge liniile anticlinale. O asemenea reţea hidrografică a luat numele de *jurasiană*. La noi ea caracterizează zona obcinelor bucovinene, dar şi alte părţi din Carpaţii Orientali.

Pentru explicarea modului în care s-a format o asemenea reţea hidrografică unghiulară *(en baïonnette)*, adică în primul rînd a străpungerilor transversale, s-au invocat mai multe ipoteze cu sfere de aplicabilitate teritorială inegală. Cele mai multe par să se fi înfăptuit pe calea *captărilor*; înaintînd spre obîrşii, o vale afluentă reuşeşte să străpungă anticlinalul, dincolo de care în sinclinalul următor decapitează rîul respectiv, deturnîndu-l prin *cluse*. Alteori pot fi invocate *supraimpunerea* (cînd o cuvertură de strate sedimentare friabile maschează cutarea de dedesubt şi rîurile orientate transversal acestora continuă să se adîncească pe acelaşi traseu, ferestruind de-a curmezişul anticlinalele) sau *antecedenţa* (cînd adîncirea în anticlinale este contemporană şi se face paralel cu înălţarea cutelor). În alte locuri, pentru străpungerile acestea transversale, apele curgătoare au folosit înşeuările tectonice de pe spinările anticlinale, care la un anume stadiu de modelare a regiunii pot să se afle la un nivel apropiat de cel al fundului sinclinalelor vecine, mai ales cînd acestea se află înecate în mari cantităţi de aluviuni.

Dar la modelarea reliefului dintr-o structură cutată, se înmănuchează — cu o importantă contribuţie —, alături de eroziunea apelor curgătoare în formele arătate, şi procesele de eroziune diferenţială. În conformitate cu regulile ce stau la

[1] Denumirea s-a păstrat chiar dacă cercetările de amănunt au scos la iveală pe alocuri şi caracteristici ale unui tip de relief mai evoluat.

baza acesteia, sînt atacate cu mai multă virulență pe de o parte stratele moi, friabile, pe de altă parte culmile anticlinale. Într-o succesiune de roci moi și dure, cele dintîi sînt înlăturate prin adîncirea mai înlesnită a eroziunii liniare, cît și prin dezvoltarea grabnică a proceselor eroziunii laterale. Dar atacul acesta este mai intens asupra anticlinalelor, pe de o parte întrucît acolo acționează direct procesele de dezagregare-alterare (în vreme ce fundul sinclinalelor este protejat

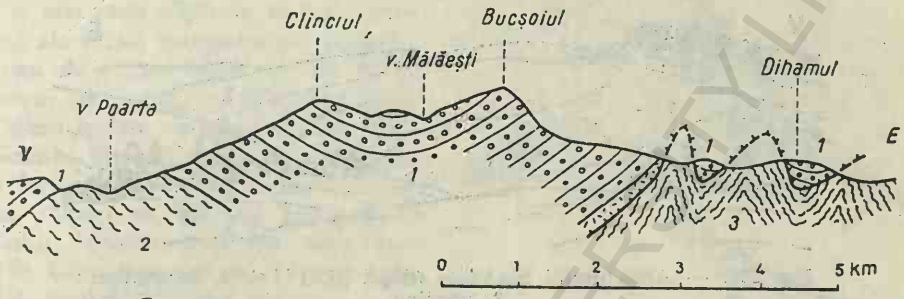


Fig. 237. — Sinclinalul Bucegilor (după E. Jekelius). *1*, Conglomerate gault-cenomaniene; *2*, cristalin, *3*, strate de Sinaia.

de cuvertura aluvială), pe de altă parte întrucît și condițiile de rocă, strivite și diaclazate prin recurbarea spre interior a cutei anticlinale, sînt mai apte chiar la rocile dure de eroziune. Cînd stratul dur de pe culmea anticlinală este intersectat, dedesubt urmînd strate mai friabile, eroziunea se adîncește cu ușurință tocmai pe culme, dînd naștere la o depresiune de anticlinal numită *combe* (în fr.). Apariția acesteia înseamnă începutul desfigurării reliefului jurasian.

Pe de altă parte, însăși ravinația, care este mai intensă tocmai în defileele transversale *(cluse)*, cu pante mai accentuate și posibilități de eroziune diferențială mai pronunțate, înaintează alungind și lărgind depresiunea anticlinală, pe care o preschimbă într-o vale longitudinală anticlinală, ce ajunge la nivelul celei sinclinale. Adîncirea în această vale este însă mai grăbită decît în cea sinclinală din cauza așezării stratelor. Valea sinclinală, cu stratul dur, intact, ba chiar protejat de depunerile aluviale, rămîne de la un timp la un nivel mai înalt (vale suspendată), cu un drenaj superficial, restrîns, întrucît rețeaua principală curge în această fază în văile anticlinale. S-a ajuns astfel la o adevărată *inversiune de relief;* aliniamentele sinclinalelor formează culmile, iar cele ale anticlinalelor — văile. Uriașe spinări sinclinale sînt la noi Masivul Ceahlăul și Masivul Bucegi (fig. 237), în genere într-o succesiune de cute drepte cu inversiune de relief. În afara sinclinalelor suspendate, sînt caracteristice *cuestele* ce stau față în față, puternic povîrnite în secțiunea stratului dur. În regiunile cu cutări largi, evazate, de felul *domurilor* transilvănene (298), străpungerea prin eroziune a bolții acestora scoate la iveală o succesiune de cueste cu orientarea spre interior (fig.238).

După o îndelungată eroziune, regiunea cutată ajunge la o oarecare nivelare, *peneplena* sau cu un termen mai nou *planația.* Dacă printr-o ridicare a ei în masă, ori printr-o coborîre a nivelului de bază, eroziunea își reia activitatea distructivă, adîncindu-se în primul rînd în stratele moi, structura cutată apare din nou în relief, păstrînd totuși semnele nivelării anterioare încrustate în stra-

tele dure ale anticlinalelor, care ajung din nou culmi înalte, iar sinclinalele văi sau depresiuni. În această fază avem de-a face cu un *relief apalaşian*, după exemplul clasic al Munţilor Apalaşi din America de Nord.

Reţeaua hidrografică orientată pe aliniamentele generale ale fazei jurasiene, frîntă în unghiuri drepte, se menţine în genere îndelung, trecînd şi peste faza următoare a inversiunii de relief şi uneori chiar pînă în faza apalaşiană.

Fig. 238. — Anticlinalul Săcădate (după M. Ilie). *1*, Sarmaţian; *2*, ponţian.

La aceasta mai pot surveni unele modificări, părăsiri de văi transversale rămase sub formă de văi moarte (sau *wind-gaps*, prin analogie cu văile părăsite ce intersectează cuestele din structura concordantă înclinată).

La noi s-au dat ca exemplu de structură jurasiană Obcinele Bucovinei. Trebuie să atragem însă atenţia că, întocmai ca şi în Munţii Jura, unde relieful tipic jurasian se îmbină pe alocuri cu forme atipice fie datorită structurii, fie eroziunii mai înaintate, tot astfel şi în zona Obcinelor Bucovinei specificul jurasian nu este comun peste tot. Pe de o parte, însăşi cutarea în valuri paralele de direcţie NV-SE s-a produs pe alocuri cu fracturarea inegală a acestora, pe de altă parte, evoluţia formelor de relief a depăşit faza primordială, ajungînd — cum se întîlneşte la obîrşiile Moldovei — la o inversiune aproape generală de relief, ba mai mult şi la nivelarea unor platforme de culme (299).

Structurile complicate au de fapt o răspîndire mai mare decît cele simple. Complexitatea stilului tectonic, oricît de mare ar fi, se evidenţiază totuşi în trăsăturile reliefului. Se poate afirma chiar că morfologia locurilor depinde în mare măsură de tipul cutării respective. *Cutele deversate* sau cele de tipul *cutelor solzi* din Carpaţii flişului (290) dau un relief monoclinal în succesiune de cueste pronunţate. *Cutele încălecate* la rîndul lor formează un *front de cuestă*. Bine înţeles în toate aceste situaţii poate surveni complicaţia pe care o introduc liniile de falie ce pot fragmenta înseşi cutele. Cea mai complexă dintre structuri, *în pînze de şariaj*, care reprezintă o revărsare a unei cute sau un sistem de cute de mare amploare, scoate la iveală forme de relief extrem de diferite; pe unele porţiuni unde prezintă o aşezare apropiată de orizontală, poate dezvolta platforme structurale tipice şi văi simetrice, dar, întrucît adesea intervin ondulaţii secundare de mică amploare, pe întinderea respectivă a pînzei ies mai uşor în evidenţă aceste neregularităţi secundare, care imprimă cel puţin orientarea reţelei hidrografice. Pe alocuri eroziunea găseşte condiţii propice pentru a

străpunge întreaga succesiune de strate ale pînzei (fapt care se întîmplă mai ușor în bolțile anticlinalelor secundare), ajungînd pînă la fundamentul pe care se reazemă aceasta, adică pe autohton. Se formează astfel o *fereastră*, care suferă o continuă lărgire laterală ca orice *combe*. Fragmentarea pînzei printr-o rețea relativ deasă de asemenea ferestre poate duce la înlăturarea unei mari părți a pînzei, astfel că doar din loc în loc să se mai vadă *clippe*-le, ca niște mărturii ale vechii extensiuni ale acestora. Avem de-a face atunci cu un relief extrem de variat, cu orizonturi largi și stînci izolate, ce par cîteodată inexplicabile, întrucît n-au nici o legătură cu formațiunile pe care stau. Asemenea situații se întîlnesc frecvent în Munții Apuseni, unde mai ales *clippe*-le calcaroase dau un pitoresc specific, miniatural, unor regiuni.

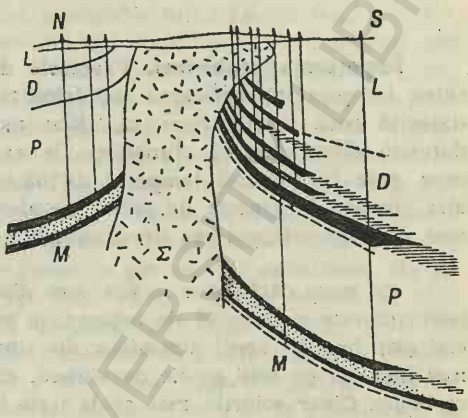


Fig. 239. — Cuta diapiră de la Moreni. *M*, Meoțian; *P*, ponțian; *D*, dacian; *L*, levantin; *E*, sare.

Frontul pînzei care poate fi și el intersectat prin eroziune scoate la iveală, ca și la cutele mai simple răsturnate, un abrupt de regulă complex, datorită eroziunii diferențiale ce pune în proeminență stratele de roci mai dure. Dar complexitatea structurilor cutate prezintă o mare varietate de forme, asupra cărora nu ne mai oprim. *Cutele diapire*, anticlinale de mic diametru, dar cu straturile ridicate pînă la verticală în partea lor centrală și slab înclinate spre periferie, legate cu deosebire de depozitele salifere și generate după cît se pare prin presiunea litostatică a masivelor de sare aflate în sîmburele lor (fig. 239), schimbă brusc aspectul reliefului, creînd forme semețe chiar în zonele deluroase, ca de exemplu în jurul Podișului Transilvaniei, unde formează limita depresiunilor de contact, sau în Subcarpații de la curbură.

Se vede astfel importanța deosebită pe care o prezintă structura și roca în îndrumarea proceselor de eroziune. Chiar și în cele mai complicate structuri și în cele mai complexe îmbinări de rocă, modelarea ține seamă de cele două elemente, chiar și după ce într-o îndelungată perioadă de peneplanație totul a putut fi nivelat. O reluare a proceselor de eroziune, datorite coborîrii nivelului de bază ori a înălțării regiunii, redeșteaptă aceleași forme structurale și se produce prin reluarea aproape identică a traseului rețelei hidrografice. Cu toate că aceste procese prezintă o desfășurare îndelungată în timp, proiectantul trebuie neapărat să țină seamă de situația concretă în care își amplasează lucrarea atît în ce privește roca dominantă cu însușirile ei caracteristice, cît și locul în structura regiunii în care aceasta se găsește.

Cap. III. ROLUL FACTORULUI CLIMATIC

Importanţa problemei. Procesele de modelare sînt influenţate în desfăşurarea lor prin intensificarea sau frînarea acţiunii agenţilor denudatori, nu numai datorită rocii şi structurii, ci, chiar mai intens, în forme şi mai contrastante, datorită diferenţierilor climatice. De exemplu, modelarea atît de tipică în calcare, care în climatul temperat dă naştere unei morfologii cu totul specifice, în alte climate dă aspecte de peisaj pe alocuri fundamental diferite. Aceasta în primul rînd întrucît puterea de dizolvare a apei depinde de temperatura ei.

Cu toate că în genere apa rece dizolvă mai mult acid carbonic, ceea ce teoretic măreşte puterea ei de acţiune, în realitate apele calde dizolvă mai uşor calciul (36). În plus, aerul atmosferic din ţinuturile calde este, datorită furtunilor, mult mai încărcat cu acid azotic de sinteză, care compensează proporţia redusă de acid carbonic. Chiar solurile mai acide (cele bogate în humus sau în silice) au contribuţia lor la acidularea apelor de infiltrare şi ca urmare la mărirea posibilităţilor de dizolvare a calcarelor.

În zonele cu climate reci periglaciare, procesele carstice sînt în genere frînate cu toată acidularea mai mare a apelor, şi îndeosebi a apelor rezultate din topirea zăpezilor [1], datorită îngheţului. Chiar şi în perioadele de vară, pătura îngheţată permanent din subsol *(pergelisol)* limitează infiltrarea şi deci acţiunea de dizolvare. Se întîlnesc doar forme superficiale, un *microlapiez* şi rareori galerii puţin dezvoltate în pătura de deasupra stratului îngheţat permanent (în *mollisol*).

În ţinuturile cu climat arid, carstul nu se dezvoltă din lipsa ploilor, deci din cauza absenţei agentului apă. Aspectele caracteristice sînt cele de platouri pietroase intersectate de văi cu versanţi puternic povîrniţi, cu brîne proeminente pe orizonturile mai dure. Aşa sînt podişurile carstice de la SV de Cairo, unde ploile lipsesc aproape cu desăvîrşire. Chiar în unele părţi mai secetoase ale Podişului Braziliei (statul Bahia), în care precipitaţiile, ce însumează 700—800 mm pe an, cad ca ploi violente ce dau puternice şiroiri pe pante, ceea ce reduce şi mai mult procesele carstice de adînc, ce se pun în evidenţă aproape exclusiv de-a lungul diaclazelor. Ele dau totuşi o evoluţie extrem de lentă modelării carstice care pare să dăinuiască tocmai din miocen (337).

Pe alocuri se întîlnesc însă forme carstice relicte, generate în perioade mai vechi cu climate ploioase ; în faza actuală cu climat arid ele şi-au încetat însă evoluţia. Trebuie, aşadar, privite ca forme preexistente.

Dimpotrivă, în climatul ecuatorial sau în zonele tropicale umede, procesele carstice se dezvoltă într-o foarte largă măsură şi în forme cu totul particulare. Dolinele capătă contururi radiare de stea, datorită înaintării cu rapidi-

---

[1] Aceasta întrucît gazul carbonic este mai solubil în apele reci decît în cele calde.

tate a procesului pe cele mai neînsemnate fracturi. Văile în chei lipsesc aproape cu totul, întrucît eroziunea versanţilor în calcare se produce acolo cu repeziciune. Dar cele mai caracteristice aspecte carstice în asemenea climate sînt cele ale fazei de evoluţie înaintată, căci procesul se desfăşoară cu mai mare rapiditate decît oriunde. De exemplu, în cîmpiile largi cu fundul orizontal de felul *poliilor*, stîncile abrupte cu vîrfurile rotunjite, care nu sînt decît martorii cunoscuţi sub denumirea generică (de origine iugoslavă) de *hum*, iau forme prăpăstioase comparate cu nişte popice, de unde numele de *Kegelkarst* sau de *karst à pitons*. Cu totul specifice pentru carstul zonelor calde ploioase, aceste forme se accentuează în măsura evoluţiei lor în loc să se tocească, ajungînd să ia siluete de turnuri cu pereţi verticali, ceea ce s-a numit *Turmkarst* sau *karst à tourelles*, atît de caracteristice pentru China de sud în provinciile Guansi şi Guandun. În insula Sulawesi (Celebes) sînt cu totul caracteristice acele *mogote* ca nişte stoguri de fîn, înalte pe alocuri de 30—50 m, împrăştiate deasupra platourilor calcaroase. Supuse unui proces de dizolvare în inel la baza lor, unele dintre aceste *mogote* se subţiază la bază căpătînd forme de ciuperci asemănătoare celor eoliene (deşi nu vîntul le dă naştere). Formele acestea ciudate creează un pitoresc straniu platourilor calcaroase din sudul insulei Sulawesi (334). Aceste aspecte atît de diferite de cele ale carstului ţinuturilor temperate se regăsesc în Antile (Jamaica), în Australia de nord (Queensland) etc.

Chiar în zona mediteraneană carstul ia forme proprii, întrucît anotimpul ploios este urmat de unul secetos, ceea ce duce la o întrerupere sacadată a procesului. Iau naştere acumulări de pietre şi lapiezuri. Unde carstul are mare dezvoltare, faptul se explică fie prin forme relicte, fie prin precipitaţii local abundente, cum este în Podişul Karst din Slovenia cu precipitaţii anuale de peste 2 m.

Am dat această largă exemplificare pentru a arăta cum una şi aceeaşi rocă poate da forme diferenţiate după climatul în care se desfăşoară modelarea ei. La fel modelarea în granite, în argile, în nisipuri etc. îşi schimbă înfăţişarea după zonele de climă.

Astfel rocile cristaline de felul granitelor, gnaiselor, şisturilor puternic metamorfozate schimbă radical topografia lor cu alte ansambluri de forme. În climatele tropicale umede sînt comune în aceste roci văile adîncite cu versanţi povîrniţi, însă largi, cu fundul plat şi ape stagnante, ori cu taluzuri monoclinale asemănătoare cuestelor, iar local unde se ivesc contraste de rocă, cu forme îndrăzneţe de *căpăţîni de zahăr*, ale căror povîrnişuri ating înclinări de 60—70°. În climatele tropicale aride predomină platourile netede în asociere cu pantele abrupte, versanţi puternic ravinaţi, descărnaţi, cu plăci care par că se cojesc datorită dezagregării, cu importante acumulări de arenă la bază. În faza de evoluţie mai înaintată, aspectul general este cel de *cîmpii cu inselberg*, de întinderi considerabile, cu martori de formă tronconică, avînd flancuri concave (deosebite radical de cele convexe ale căpăţînelor de zahăr) [1]. Cu totul alte aspecte

[1] Diferenţa dintre geomorfologia granitică din climatele calde şi permanent umede şi a celor calde cu anotimp secetos bine marcat, rezultă între altele dintr-o răsturnare completă a fazelor din procesele de alterare. În condiţiile dintîi, alterarea comportă o trecere de la gibbsit la caolinit (ca în Coasta de Fildeş), pe cînd în ţinuturile cu anotimp secetos (de exemplu în Guineea) fenomenele prezintă o succesiune inversă a etapelor: sub efectul apelor superficiale relativ acide, se produce o tranziţie de la caolinit la gibbsit (46).

dau aceleaşi roci în ţinuturile cu climate reci, subpolare: relieful prezintă forme mult mai calme, versanţi slab înclinaţi (convecşi la partea superioară şi concavi la cea inferioară), plini de mici neregularităţi rotunjite datorită solifluxiunii. De asemenea, depresiuni largi puternic colmatate sau glacisuri prelungi completează aspectul morfologiei acestor ţinuturi.

Ca urmare, forme asemănătoare pot rezulta din modelarea unor roci cu însuşiri diferite, sub înrîurirea unor climate diferite. Astfel morfologia de *badlands* este specifică marnelor şi argilelor în climate semiaride şi nisipurilor în climatele periglaciare. Aerul de familie al morfologiei aceleiaşi roci se menţine aşadar, numai în limitele aceluiaşi climat. Cînd acesta suferă uşoare modificări apar variante de forme, cînd climatul se schimbă radical pot apărea forme fundamental deosebite. În cuprinsul ţării noastre, carstul din zonele de mică altitudine (exemplu în Podişul Mehedinţi sau în Depresiunea Caraşovei) se deosebeşte de cel de pe vîrfurile de munte (exemplu Tigăile de pe Ciucaş, Ocolaşul de pe Ceahlău etc.), dezvoltat într-un climat periglaciar.

Aceleaşi diferenţieri se remarcă şi în ceea ce priveşte structura. Acestea se pun excepţional de bine în evidenţă în ţinuturile cu climat arid (de exemplu cuestele atît de schematice întîlnite în Sahara) şi nu apar decît în forme mediocre sau chiar confuze în ţinuturile temperate ploioase (de exemplu în Bazinul parizian). Reculul cuestelor este deosebit de rapid în climatul rece, unde rocile sedimentare de regulă accentuat gelive sînt viguros atacate, şi extrem de lent în climatele tropicale secetoase, unde prezintă mai totdeauna contururi rectilinii spre deosebire de cele sinuoase din ţinuturile temperate, datorită străpungerilor cataclinale. Exemplele se pot înmulţi cu deosebire în structurile complicate.

Cu aceasta se ajunge la admiterea principiului dezvoltării zonale a proceselor geomorfologice, la baza acestei zonalităţi aflîndu-se intrarea în acţiune, cu intensităţi diferite, a agenţilor modelatori ai scoarţei, sub înrîurirea diferenţială a climei, condiţionată la rîndul ei de repartiţia inegală pe glob a energiei radiaţiilor solare.

Dar din aceasta nu trebuie să se bănuie că geomorfologia structurală s-ar opune geomorfologiei climatice. Ele nu se exclud, ci se îmbină în proporţii variabile, dominînd cînd una cînd alta. J. Tricart afirmă chiar că orice formă de relief rezultă din antagonismul sau echilibrul dintre modul de atac al rocii (ceea ce e comandat de climă) şi modul cum se opune aceasta, adică cum rezistă la atacul respectiv (ceea ce e comandat de însuşirile rocii), existînd aşadar o combinaţie între aceşti factori şi în acelaşi timp o opoziţie între ei (65).

Cu toate că şi în cadrul concepţiilor mai vechi axate pe principiile „eroziunii normale" se urmăreau adesea explicaţii climatice pentru unele variante ale aceluiaşi proces în formaţii similare (de exemplu în tratatul lui Emm. de Martonne), meritul de a fi pus în evidenţă însemnătatea considerabilă a influenţelor climatice în modelarea reliefului revine unor savanţi ca F. Thorbecke (1927), J. Büdel (1948), P. Birot (1949), A. Cholley (1950), J. Tricart (1952) ş.a., care, prin analize de geomorfologie comparată şi prin punerea în evidenţă a mecanismelor diferite de lucru ale aceloraşi agenţi în zone deosebite sub raport climatic, au ajuns la crearea unei concepţii noi, dinamice şi mult mai apropiate de realitate, *geomorfologia climatică* (336).

Mecanisme morfoclimatice. Infirmînd noţiunea de „accident climatic" de care se folosea şcoala davisiană pentru a explica unele intervenţii prea evidente ale factorului climă, A. Cholley (317) a demonstrat că această intervenţie este continuă, nu incidentală şi că fiecărui climat îi corespunde „un adevărat sistem de eroziune". Reluînd şi adîncind această idee, J. Tricart (336) constată că „modelarea reliefului se datoreşte unei ierarhizări de mecanisme strîns asociate, a căror acţiune se coordonează într-un sistem". Aşadar, este vorba de o serie continuă de fenomene între care nu se interpun discontinuităţi sau rupturi (65). În această ierarhizare de mecanisme se pot diferenţia: cele ce dau naştere *proceselor elementare,* rezultate de pe urma acţionării unor forţe simple într-un loc dat (ca de exemplu formarea marmitelor torenţiale datorite vîrtejului apelor curgătoare, formarea pavajelor eoliene datorite deflaţiei etc.); *procesele complexe,* în care se asociază mai multe forţe naturale elementare pentru a da naştere unor forme mai complicate (de exemplu asocierea gelivaţiei care fărîmiţează roca coerentă, cu variaţiile de volum ale apei între temperaturile de îngheţ şi dezgheţ care provoacă deplasarea particulelor desprinse, intervenţia gravitaţiei la alunecarea pe pantă a materialelor etc. pentru a da naştere unui versant de solifluxiune); *sistemele morfogenetice,* care trebuie privite ca ansambluri de procese complexe asociate în opera de modelare a reliefului prin ablaţie şi acumulare în acelaşi timp. Ultima treaptă a acestei succesiuni ierarhizate poate cuprinde întinderi considerabile. Se poate astfel vorbi de un sistem morfogenetic al pustiurilor calde, de altul al pustiurilor cu ierni reci, care se diferenţiază de precedentul prin intervenţia unor procese în plus legate de îngheţ, de zăpadă. Se poate vorbi de un sistem morfogenetic al ţinuturilor temperate umede şi de unul al ţinuturilor temperate continentale, diferenţiate prin variaţii termice şi de cantitatea şi repartiţia în timp a precipitaţiilor etc.

Marile ansambluri de relief introduc variante în uniformitatea aceleiaşi zone de climă. Ele pot avea valoarea unor sisteme morfogenetice subordonate la rîndul lor unităţilor superioare pe scara taxonomică a *zonelor morfoclimatice.* În felul acesta, în cuprinsul unei zone morfoclimatice se pot cuprinde mai multe sisteme morfogenetice: al unei catene muntoase, al unei cîmpii etc.

În procesele elementare şi în cele complexe, factorii rocă şi structură ies mai puternic în evidenţă, pe cînd în cazul sistemelor morfogenetice clima este aceea care imprimă trăsăturile specifice ale modelării. Se înţelege că şi în cazul acestora variantele de expoziţie şi altitudine etc. introduc cel puţin modificări de ritm în desfăşurarea proceselor de modelare, dacă nu chiar variante de tipuri pentru intrarea în acţiune a unor factori deosebiţi (insolaţia de pe un versant în contrast cu prelungirea îngheţului şi umezeala mai accentuată de pe cel opus ş.a.). S-a putut astfel afirma că influenţa factorilor structurali asupra mecanismelor morfogenetice creşte în măsura în care ne referim la ansambluri tot mai restrînse de relief. De exemplu, la scara teritorială a Saharei relieful este caracterizat prin influenţa predominantă a climatului, în vreme ce la dimensiunile de amănunt ale unui povîrniş din acest pustiu trăsăturile reliefului sînt imprimate în mare măsură de structură şi rocă (65).

Influenţa climatului asupra modelării se poate exercita direct acolo unde atmosfera vine în contact cu roca golaşă şi indirect acolo unde haina vegetală

sau învelişul solurilor izolează acţiunile reciproce dintre ele. Interesează în mai mare măsură primele, ca fiind mai caracteristice. Întrucît însă o mare parte a teritoriului, cel puţin în condiţii asemănătoare celor din ţara noastră, este învăluit într-o mantie de soluri şi într-o relativ mică măsură protejat şi de asociaţii compacte de vegetaţie naturală (păduri, pajişti), vor trebui urmărite şi influenţele indirecte ale climatului, dozate însă după gradul de fărîmiţare a celor două învelişuri intermediare ca urmare a acţiunilor distructive ale factorului antropic.

În legătură cu acţiunea directă a mecanismelor morfoclimatice, a apărut în ştiinţă o noţiune nouă *Verwitterung (weathering* în engl., *meteorisacao* în portug.), care s-ar putea traduce în româneşte prin termenul de *meteorizaţie*. Prin aceasta se înţelege totalitatea modificărilor mecanice, fizice şi chimice la care sînt supuse rocile sub acţiunea agenţilor atmosferici (150). Ea constituie doar o parte din procesele care duc la pedogeneză, adică la transformarea rocii în sol ; acea parte în care nu intervin vieţuitoarele, nici materia organică prin procese specifice biologice şi biochimice. Meteorizaţia reprezintă astfel prefaţarea pedogenezei, prin care roca intactă este atacată de agenţii atmosferici.

Mecanismele climatice care lucrează direct asupra morfologiei au fost împărţite de J. Tricart (28) în două categorii : unele care influenţează asupra naturii proceselor (considerate *calitative*), altele care determină intensitatea proceselor (considerate *cantitative*). Din prima categorie fac parte :

Îngheţul are o importanţă considerabilă în dinamizarea modelării datorită particularităţii apei de a-şi mări volumul la această schimbare de stare. Alternanţa îngheţ-dezgheţ (ce provoacă dilatarea şi contractarea succesivă în proporţie de 1/10), care nu se produce numai în crăpăturile şi fisuraţiile cele mai fine ale rocii, ci în întreaga ei masă deoarece acţionează şi în pori, duce la fărîmiţarea celor mai compacte roci pînă la pierderea totală a coerenţei şi transformarea lor într-o arenă fără coeziune supusă deplasărilor pe pante.

Acţiunea vîntului nu se mărgineşte doar la transport şi la un mod specific de „eroziune" şi acumulare, creînd forme cu totul originale, ci şi la şlefuirea pietrelor celor mai dure, făcînd mată pînă şi sticla lucioasă. Cu toată uniformitatea pe care pare să o aibă acţiunea vîntului pe întinderi considerabile lipsite de vegetaţie, aceasta nu e lipsită de variante în raport cu clima. În ţinuturile reci de exemplu, amestecul nisipurilor cu zăpadă generează acumulări diferite pe dunele ţinuturilor tropicale, cu forme cunoscute sub numele de *depozite niveo-eoliene*.

Alternanţa de umezire-uscare, legată strîns de regimul neregulat al precipitaţiilor (deci mai frecventă în climatele continentale), exercită o considerabilă înrîurire asupra rocilor din categoria argilelor şi marnelor. Crăpăturile de secetă (ce pot ajunge chiar la mai mult de 2 m în adîncime) provoacă pătrunderea directă a apelor din topirea zăpezilor sau de ploi torenţiale pînă în masa acestor roci impermeabile care, umectîndu-se mai puternic în adîncime, unde se umflă, constituie una dintre cauzele esenţiale ale dezlănţuirii alunecărilor de teren, procese ce imprimă trăsături caracteristice morfologiei terenurilor argiloase. Dar chiar şi simpla alternare a crăpării argilelor la secetă într-o reţea poligonală de uscăciune şi refacerea acestora la ploi sînt responsabile de insta-

bilitatea terenurilor chiar pe plan orizontal, căci prin repetarea fenomenului se constată uşoare bombări sau tasări dăunătoare construcţiilor.

Variaţia diurnă de temperatură, mai accentuată în ţinuturile aride, care poate ajunge la 40—50°C, supune roca la suprafaţă la mari eforturi prin dilatări şi contracţii repetate. Rezultatul este plesnirea stîncilor în aşchii sau cojirea chiar şi a celor mai rezistente dintre roci cum este granitul, fenomenele acestea explicînd aspectele morfologiei pustiurilor pietroase.

Exemplele de mecanisme morfoclimatice care influenţează *natura însăşi a proceselor de modelare* se pot înmulţi. Chiar numai din cele enumerate se poate vedea multilaterala intervenţie a factorului climă în dinamica formării reliefului şi a nuanţelor ce rezultă din ponderea diferită ce capătă pe alocuri unii, pe alocuri alţii dintre aceşti factori.

Alte mecanisme morfoclimatice prezintă o contribuţie *cantitativă* la modelare prin intensificarea acestor procese. Astfel, de exemplu, amploarea scurgerilor pe pante, şi ca urmare îndeosebi a eroziunii liniare, depinde de felul precipitaţiilor, ajungînd maximă la ploi torenţiale caracteristice pentru ţinuturile cu climă continentală. În morfologia litorală schimbările de direcţie, ori de intensitate a vîntului prezintă, prin mărimea si orientarea valurilor provocate, unul dintre mecanismele cele mai importante ale abraziunii. În ţinuturile în care tulburările atmosferice pot da naştere la cicloane de felul taifunelor sau tornadelor, schimbările în morfologia litorală se produc cu bruscheţe, cum s-a înregistrat în octombrie 1963 de pe urma uraganului Flora care a bîntuit Antilele şi partea de sud-est a S.U.A. Dar chiar în procesele de alterare, care par atît de mocnite, variaţiile de temperatură şi de umiditate au o extrem de mare înrîurire în grăbirea şi amploarea pe care o capătă acestea. De exemplu, ridicarea temperaturii cu 10°C aduce o creştere a vitezei reacţiilor chimice reversibile de 2,7 ori. Prin aceasta se explică procesele atît de puternic diferenţiate în alterarea rocilor, de la lateritizarea din ţinuturile tropicale cu nuanţări felurite pînă la formarea argilelor roşii de tipul crasnoziomului din Georgia.

Dar nu numai pe zone mari, ci chiar în amănunt topoclimatele aduc modificări locale care nu trebuie trecute cu vederea în lupta împotriva eroziunii. Aceleaşi procese se dezvoltă deosebit chiar de o parte şi alta a aceleiaşi văi. O altă dinamică au procesele de pantă pe versanţii însoriţi *(faţa muntelui* sau *feţie,* cu similarele lor *south side, Mittag)* şi alta pe versanţii umbriţi *(dosul* sau *dostiştea,* cu corespondentul francez *ubac*). Nu numai dinamica, ci însăşi selecţia proceselor se face în raport cu orientarea versanţilor.

Din cele menţionate se constată prezenţa influenţelor climatice în cele mai multe dintre procesele care duc la modelarea reliefului şi la schimbările permanente în morfologia locurilor, în aşa măsură încît în practica construcţiilor, în cea a combaterii eroziunii şi ameliorării terenurilor degradate, precum şi în genere în problemele legate de organizarea teritoriului, a ţine seamă numai de agentul denudator (sau de ansamblul lor acolo unde conlucrează mai mulţi agenţi) nu este suficient chiar dacă la aceasta se adaugă şi condiţiile de rocă şi structură. Activizarea proceselor care modifică natura este comandată în primul rînd de mecanismele morfoclimatice. Neluarea lor în seamă poate duce la acele surprize pe care de obicei proiectanţii le trec în sfera „neprevăzutului". Aplicarea cunoştinţelor de geomorfologie climatică micşorează mult această sferă, în care mai rămîn deocamdată procesele legate de mişcările violente ale scoarţei.

1. DIFERENȚIERI MORFOCLIMATICE TERITORIALE

În afara proceselor de modelare a reliefului legate direct de cîte unul dintre agenții care le generează, trebuie urmărite și trăsăturile specifice ale morfologiei în diferitele zone mai caracteristice de climă ale globului, rezultate din îmbinarea complexă a mai multor agenți denudatori și ponderea ce capătă fiecare dintre aceștia. Așadar, care dintre procese ies pe primul plan impunînd trăsăturile esențiale reliefului și care lucrează mai potolit în vasta orchestrație a naturii în continuă prefacere? De exemplu, în ținuturile periglaciare procesele legate de gelivație (îngheț-dezgheț) sînt cele ce imprimă trăsăturile esențiale morfologiei, pe cînd în cele temperate, eroziunea apelor curgătoare are rolul hotărîtor. Și într-o parte și în alta se adaugă și alte procese, care fie că lucrează în mod sporadic, fie că acționează continuu, dar în forme mult mai slabe. Există, așadar, sub fiecare fel de climă *procese predominante* și *procese accesorii*. Identificarea mecanismelor ce iau parte la dinamica acestor transformări din natură, după ponderea proceselor respective, devine indispensabilă pentru o cît mai apropiată punere în temă a proiectantului care lucrează cu elementele sau cu complexele naturale.

Pentru o ilustrare a acestor trăsături specifice, selecționăm doar patru zone de climă mai tipice: polară, periglaciară, tropicală aridă și tropicală umedă, care reprezintă tot atîtea sisteme morfogenetice. Fără îndoială, în condițiile de tranziție din zonele climatice intermediare rezultă nuanțări destul de interesante pentru studiile de geomorfologie comparată. Acestea însă nu constituie scopul lucrării de față. Asemenea nuanțări se vor urmări doar la variantele climei temperate.

Morfologia ținuturilor polare. Climatul polar este definit prin media anuală termică sub 0°, care face ca mai tot timpul anului să dăinuiască iarna, exceptînd aproximativ două luni de vară, cînd, datorită îndelungatei insolații a lungii zile polare, temperatura urcă peste 0°, producîndu-se dezghețul cu toate că chiar în această perioadă poate viscoli ca iarna.

Deși în timpul verilor polare temperatura urcă peste 0° — ceea ce e foarte important pentru morfologie, deoarece produce dezghețul —, ea nu urcă totuși prea mult. În arhipelagul Țara lui Franz Ioseph situat la 80° latitudine nordică, temperatura medie a lunii celei mai calde (iulie) este de 0,7°C pînă la 1,3°C. Gerurile de vară sînt frecvente și ninge în medie de trei ori mai mult decît plouă. Iernile, în toate insulele arctice de la latitudini apropiate, sînt foarte aspre, dar nu din pricina temperaturilor care rămîn mult în urma celor siberiene (-25,5°C media lunii ianuarie în insula Vranghel) și nici a zăpezilor care sînt puține (în ținuturile arctice oceanice ajung la 200-300 mm anual, iar în cele continentale scad sub 100 mm), ci mai ales din pricina vînturilor. Accentuăm asupra acestora întrucît vîntul constituie un agent care lucrează în subsidiar în ținuturile glaciare. Vînturile sînt foarte frecvente și au intensitate deosebită (de exemplu *buranele* din nordul Siberiei). Adesea ajung adevărate uragane care bat cu 40 m/s, lovind cu putere stîncile, desprinzînd particulele mai șubrede de stîncă și spulberînd pe cele fine. Mersul devine aproape imposibil în timpul vînturilor puternice, care taie respirația și doboară la pămînt oameni și atelaje.

Datorită gerului îndelungat pămîntul îngheaţă pînă la adîncimi mai mari decît se poate dezgheţa în scurta perioadă de vară, astfel că el formează acea platoşă permanent înghetată numită *tjäle* în nordul Peninsulei Scandinave [1]. Grosimea ei creşte treptat spre est, putînd atinge peste 100 m în Siberia orientală, unde coboară în latitudine pînă la 52°. Această platoşă de pămînt veşnic înghetat determină unele dintre caracteristicile principale ale morfologiei locale.

Fig. 240. — Insula nordică din arhipelagul Noua Zemlea, acoperită de un inlandsis gros de 150 m.

Dar dacă prin vînturile puternice şi prin dezghetul de vară iau naştere doar procese accesorii, agentul principal în modelarea reliefului îl constituie *eroziunea gheţarilor*. Întinderi considerabile din aceste ţinuturi sînt acoperite cu gheţuri groase de sute de metri. Arhipelagul Ţara lui Franz Joseph (80° latitudine), cu relief de platformă puţin înaltă (100—400 m altitudine), este acoperit cu un gheţar de 150 m grosime, iar în insula nordică a arhipelagului Noua Zemlea (fig. 240), gheţarii acoperă mai mult de jumătate din teritoriu şi la fel şi în celelalte insule ale oceanului arctic, părţi întinse din Taimîr etc. În arhipelagul Spitzbergen, datorită ultimelor ramificaţii ale curentului cald nord-atlantic, gheţarii, care ocupă suprafeţe destul de întinse, lasă totuşi numeroase creste stîncoase neacoperite *(nunatak)*. Situaţia se repetă şi în unele insule din nordul Canadei, dar cea mai întinsă calotă glaciară din ţinuturile arctice este *inlandsis*-ul care acoperă Groenlanda pe aproape toată întinderea ei 1 650 000 km²), cu excepţia unei fîşii la ţărmul de sud şi est, iar în emisfera de sud gheţarul Antarctidei, ce se întinde pe 13 mil. km². Scutul acesta tabular de gheaţă care atinge pe alocuri 3 000 m grosime (fig. 241) se prelungeşte în bordură continuă sau fragmentată pe sute de kilometri distanţă şi peste mare, formînd la oarecare distanţă o îngrămădire de gheţari marini care constituie o adevărată barieră (denumită *Ross*, după exploratorul care-a descoperit-o în 1841).

Aceste mari acumulări de gheaţă prezintă mişcări lente spre periferii, unde la ţărmul mării se rup în *aisberguri*. Mai mult încetineala mişcării decît abundenţa alimentării (întrucît în zonele polare precipitaţiile sînt foarte reduse) explică aceste enorme acumulări de gheaţă. Sînt dovezi (între care suprapunerile

[1] Pentru fixarea nomenclaturii este necesar să menţionăm că, în afara denumirii de origine suedeză de *tjäle*, se folosesc pentru acelaşi fenomen şi termenii: *merzlota* în bibliografia rusă, cel de *permafrost* în cea americană, *frozen ground* în cea engleză sau *Dauerfrost* în cea germană, *pergelisol* în cea franceză.

în strate subţiri de gheaţă, datorită alternării înghețului și dezgheţului anual sau a compoziţiei ei chimice) care au dus la determinarea unei perioade extrem de lungi de formare, de circa 20 000 de ani (322).

În presiunea enormelor calote glaciare și mişcarea lor înceată, constă marea putere de eroziune ce exercită acestea asupra uscatului, pe care-l nivelează, reducîndu-l cu timpul la o suprafaţă ondulată cu o mică energie de relief, denumită *Ejeld* sau *Ejell* în Scandinavia, pe cuprinsul căreia se văd forme rotunjite de eroziune ca niște spinări de berbec *(roches moutonnées)* și excavaţii negative în

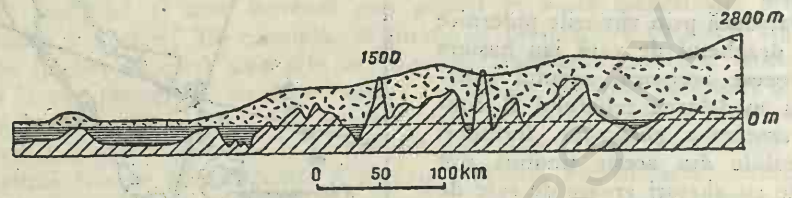


Fig. 241. — Secţiune schematică prin Ţara Reginei Maud, în Antarctida, arătînd, după sondaje seismice, grosimea saltelei de gheaţă și relieful continentului

care se adună ape lacustre, mlaştini și turbării, ori forme de acumulare cum sînt acele coline ca niște spinări de balenă numite *drumlin* (sau *whaleback*) sau şiruri morenaice terminale denumite *ôs* (plural *ôsar*) sau *harju* [1]. Complexele de mare anvergură ale acestora, rămase de pe urma retragerii ultimului gheţar nord-european, sînt cunoscute sub denumirea norvegiană *Ra* sau finlandeză *Salpausselka* în dublu şir colinar, care dau strangulări și cascade în văile ce le secţionează.

Morfologia glaciară prezintă și alte forme mai de amănunt, asupra cărora nu ne mai ocupăm aici. Trebuie marcat totuși contrastul dintre liniile rotunjite, calme, ale morfologiei rezultate din eroziunea glaciară propriu-zisă și cele care au rămas deasupra sau în afara calotei glaciare, de felul *nunatak*-urilor, asupra cărora au lucrat doar vînturile; de unde formele îndrăzneţe, pantele puternic înclinate, muchiile unghiulare etc. (fig. 242).

În afara stîncilor *(nunatak)* care străbat deasupra calotelor glaciare, s-au mai observat în Antarctica aşa-numitele *oaze*, terenuri joase lipsite de gheaţă. Cu prilejul cercetărilor întreprinse în cadrul Anului Geofizic Internaţional s-a observat că acestea se datoresc marii acumulări de calorii din timpul zilei lungi de la solstiţiul de vară. De exemplu, în oaza Banguer s-a înregistrat acumularea a 850 de calorii/cm² în 24 de ore, adică mai mult decît în zona ecuatorială. Refracţia căldurii solare este pe de altă parte mai redusă în cuprinsul „oazelor" (30—45%) decît deasupra calotei glaciare (70%). Această acumulare de peste 500 de calorii în 24 de ore explică topirea gheţii în aceste arii depresionare (322).

---

[1] Trebuie să se facă deosebire între *ôs* și *kame*, ultimele mai puţin alungite și cu spinările mai plate sînt formate nu sub calota glaciară ca primele, ci sub cerul liber între două mase de gheaţă. De asemenea *esker*-ul irlandez este o formă mai complexă.

Dar în afara morfologiei uscatului, trebuie menţionat că şi enormele întinderi de gheaţă prezintă un relief şi neregularităţi caracteristice. Între acestea, mai comune sînt văile adîncite şi înguste, adevărate canioane formate în gheaţă prin curgerea apelor rezultate din topirea estivală a gheţii. Acestea pot atinge cîţiva metri adîncime şi sînt cunoscute sub denumirea de *bédière* [1]. Se remarcă de

Fig. 242. — Munţii Conrad din Antarctida, cu relief polar specific (după o fotografie de M. G. Ravici).

asemenea cascadele în formă de aven prin care apele pătrund în adîncul gheţarului.

Către periferiile zonei polare, în măsura accentuării anotimpului cald, peste morfologia tipic glaciară se suprapun tot mai mult formele tipice ale climatului periglaciar.

Trăsături ale morfologiei periglaciare. Teritorial este dificil a fixa limite precise pentru extensiunea proceselor periglaciare. În sensul strict al cuvîntului, acestea ar trebui să alcătuiască o zonă la periferia celei polare; în realitate, unele fenomene „periglaciare" se produc pe porţiuni insulare chiar în interiorul zonei glaciare (de exemplu în Spitzbergen) sau în ţinuturi mult mai depărtate de aceasta (pe munţi înalţi în zona temperată şi chiar mediteraneană). De aci unele critici care s-au adus termenului considerat nu prea bine ales (unii propun termenul de paraglaciar). Întrucît însă el a căpătat în scurtă vreme o largă circulaţie în ştiinţă, rămîne consacrat, ca de altfel şi alţi termeni încetăţeniţi, deşi prezintă unele imperfecţiuni.

În linii mari sistemul periglaciar se extinde în ţinuturile cu ierni bine marcate, deoarece îngheţul joacă rolul determinant în procesele periglaciare. Acesta se manifestă prin *intensitate,* gerurile mari pătrunzînd adînc chiar în rocile puţin gelive, pe care le dislocă, prin *repetarea îngheţului şi dezgheţului,* cu efecte însemnate mai ales asupra rocilor necimentate (argile, nisipuri) chiar dacă temperatura nu scade mult sub zero grade, şi prin *durata îngheţului,* care atunci cînd se prelungeşte are efecte chiar asupra rocilor celor mai tari (bazalte, calcare), care însă prezintă în însăşi structura lor fisuri sau planuri de separaţie în care pătrunde umezeala.

[1] Termenul este împrumutat de la gheţarii de munte din Alpi şi folosit prin extensiune şi la calotele glaciare de tip *inlandsis.*

Nu însă peste tot în climatele cu ierni bine marcate, care acoperă circa 1/6 din suprafața uscatului, procesele periglaciare se manifestă cu aceeași intensitate. Ele se dezvoltă cel mai bine pe porțiunile unde roca vine în contact direct cu atmosfera și pierd din intensitate cînd aceasta este acoperită cu un înveliș vegetal, care joacă rolul de izolator. Astfel chiar pășunea deasă (cu toate că este

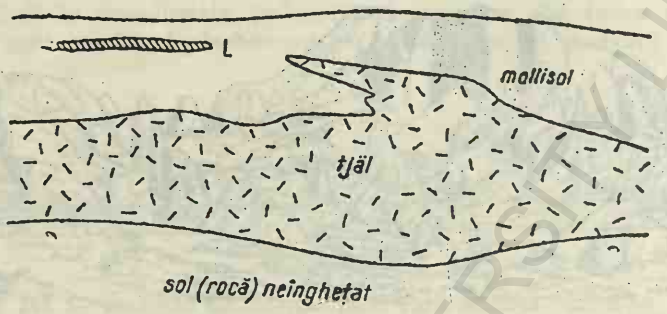


Fig. 243. — *Mollisol și tjäle. L,* Lentile de gheață.

uscată iarna) atenuează propagarea înghețului în sol. O și mai mare influență exercită pădurea, care prin coronament (mai ales la rășinoasele care-și păstrează frunzișul iarna), prin litieră și rădăcini prezintă rolul de „saltea" izolatoare care împiedică sau întîrzie mult înghețul și dezvoltarea proceselor periglaciare ; de aceea pădurile reprezintă teritorial arii de discontinuitate periglaciară.

Pe plan mai mare, variante în morfologia sistemului periglaciar se remarcă de asemenea între ținuturile cu climate de nuanță continentală și cele oceanice, precum și între zonele cu substrat permanent înghețat de felul *tjäle*-ului și cele unde dezghețul din anotimpul cald cuprinde întreg stratul înghețat în cursul iernii (fig. 243). Distincția între aceste categorii are o deosebită însemnătate pentru geomorfologie, întrucît fiecare dintre ele creează tipare speciale de relief. Așa cum am arătat, pătura de pămînt înmuiată prin dezgheț și puternic îmbibată de apă de deasupra *tjäle*-ului, numită *mollisol,* care prezintă o curgere lentă pe pante pe soclul tare, înghețat, imprimă liniile larg ondulate ale reliefului și dau acestuia aspecte de prematură îmbătrînire.

În legătură cu înghețul peren trebuie menționat un proces caracteristic. În terenurile mobile, apele de dezgheț din *mollisol* se acumulează pe *tjäle*-ul impermeabil datorită înghețului, formînd un adevărat nivel freatic. Cînd pătura superioară de pămînt îngheață (de la suprafață spre adînc), apa aceasta devine captivă, neputînd să mai iasă ca izvor din pricina solului superficial înghețat. Ia naștere un *hidrolacolit,* adică o lentilă de gheață care desparte *tjäle*-ul de *mollisol,* le diferențiază și chiar le dislocă. Cînd revine anotimpul cald, gheața aceasta subterană se topește și se scurge pe pantă formînd mlaștini. În Siberia orientală, presiunea hidrostatică pe care o capătă apele rezultate din topirea hidrolacolitului și înghețarea superficială nocturnă duc la străpungerea platoșei superficiale și la izbucnirea afară. Se formează poduri întinse de gheață, care pot acoperi zeci de km², numite local *naledi.*

Două mecanisme diferite au loc : unul legat de îngheţ, altul de dezgheţ şi topirea zăpezii. La îngheţ — avînd loc o mărire de volum în sol şi roci — se exercită presiuni deosebit de mari care produc bombări superficiale (mai accentuate în argile şi mîluri) ca nişte miniaturi de domuri *(pingo)* ; se produc de asemenea o ridicare lentă a pietrelor în crăpături *(forst-heaving)*, precum şi unele

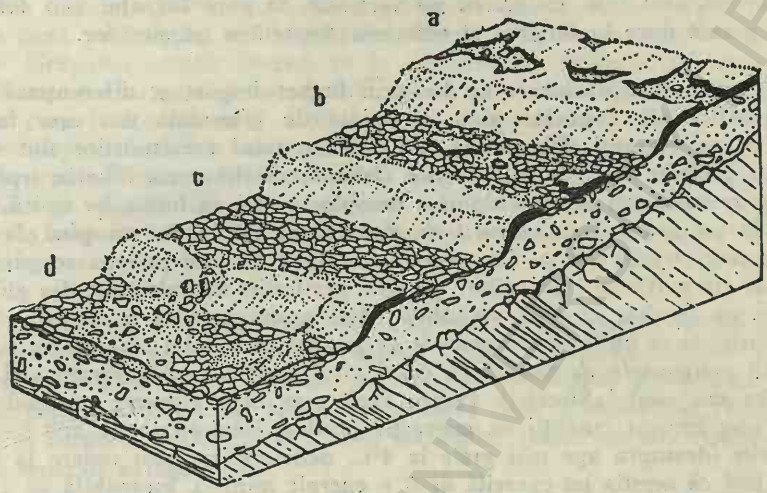


Fig. 244. — Terasele de solifluxiune în diferite faze de evoluţie în Munţii Godeanu (după Gh. Niculescu).

mişcări interne de particule, de pe urma cărora rezultă ondularea micilor strate ale rocii pînă la apariţia unor involuţii şi buzunare *(crioturbaţii)*. Dar formele specifice datorite deranjării structurii depozitelor sub acţiunea acestor procese sînt foarte multe şi variate. Chiar în munţii înalţi din ţara noastră, de exemplu în Godeanu, se citează *pietrele glisante*, mari blocuri de rocă dură ce se deplasează lent pe terenurile afînate în pantă la excesul apelor de dezgheţ, *terasetele* etc. (fig. 244).

Prin îngheţ se produc însă şi alte procese : fragmentarea şi fărîmiţarea rocilor, prin formarea fisurilor, şi lărgirea lor pe planurile de stratificaţie sau de infiltrare *(gelivaţie* sau *gelifracţie)*. Prin acest ultim fenomen se explică forma în dinţi de ferăstrău pe care o iau crestele alpine, cu piscuri ascuţite, strungi şi portiţe descrise în prima parte a lucrării şi care sînt atît de frecvente în Carpaţii Meridionali. Prin aceleaşi procese se explică în parte şi aşa-numita *eroziune diferenţială* care face ca într-o succesiune de strate de duritcăţi diferite, cele mai accentuat gelive, să prezinte scobituri în povîrnişurile puternic înclinate, iar celelalte să rămînă proeminente sub formă de brîne, poliţe etc.

Prin dezgheţ şi topirea zăpezii, rocile şi solul se afînează şi se saturează în apă, devenind vîscoase, uşor mobile. Pietrele ridicate de îngheţ nu mai recad de unde au pornit, întrucît particulele fine ocupă acele spaţii. Se produce astfel o adevărată triere a materialelor după dimensiunile lor. Mai importantă însă decît aceasta este coborîrea lentă a masei acesteia noroioase pe pante prin procese de solifluxiune.

În situațiile menționate, mișcările de particule din interiorul rocilor se datoresc modului cum se produce în amănunt înghețul care ocupă spațiile dintre particule. Se formează mici bastonașe de gheață (*pipkrake*) care ridică în vîrful lor firicele de nisip și chiar pietricele. O altă formă de îngheț este aceea de lentile și strate de apă, care creează discontinuități și chiar dislocații orizontale. Mai puternică este însă dislocarea pe verticală, în care înghețul sub formă de *pene de gheață* duce la lărgirea și adîncirea treptată a crăpăturilor.

Pe baza mecanismelor ce au loc prin îngheț-dezgheț se diferențiază caracterele specifice ale formelor plate apropiate de orizontală sau ușor înclinate de cele de pe versanți. Din prima categorie cu totul caracteristice sînt *solurile poligonale* întîlnite în ținuturile arctice (Islanda, Spitzbergen, Siberia septentrională), dar semnalate și în zona alpină a munților noștri. În forma lor tipică acestea constau în poligoane (sau cercuri) de dimensiuni de la 2-3 m pînă la forme gigantice care trec de 10 m. La partea centrală a fiecărui poligon se găsește un sol format din particule fine, mîluri, pe cînd periferiile sînt alcătuite din ghirlande de pietre, ca rezultat al unei veritabile trieri granulometrice a materialelor din sol. Ca varietate se întîlnesc *poligoanele de pămînt* unde solul omogen nu cuprinde pietre sau *poligoanele de tundră* în cazul cînd acestea capătă dimensiuni uriașe (în Alaska sau nordul Siberiei). Pentru explicarea acestor forme cu totul caracteristice s-au invocat curenții de convecție produși între strate de apă cu densități diferite (deasupra ape mai grele la 4°C, dedesubt ape mai ușoare la 0°). Se constată însă că aceștia nu exercită decît o energie minimă, incapabilă de a ridica pietrele. S-a legat atunci originea acestor poligoane de crăpăturile din sol datorite uscării acestuia vara, precum și de fenomenul de bombare la îngheț și de formare a convexităților din sol la dezgheț (prin topirea micilor bastonașe *pipkrake*). Se pare că trierea aceasta după mărime a particulelor se datorește întregului complex de cauze menționate.

Alte forme specifice de microrelief periglaciar pe terenurile în pantă slabă sînt: *cîmpurile de pietre*, în care fragmentele de rocă rezultate de pe urma gelivației formează haosuri de pietre unghiulare, *pavajul nival*, în care lespezile de piatră se așază pe lat datorită formei și matriței de particule fine înmuiate de dedesubt ș.a.

Formele nivale, multe dintre ele comune și în munții noștri înalți, au fost împărțite după geneză de Gh. Niculescu (fig. 244) în: forme de tasare și eroziune nivală (*depresiunile nivale*, între care cele de culme sînt numite popular *scochine*, nișele de nivație, și ele de mai multe feluri, culoarele sau *jgheaburile de avalanșe*), forme de acumulare nivală (*potcoavele nivale, grohotișurile*), forme rezultate de pe urma deranjării structurii depozitelor afînate (*mușuroaiele înierbate, thufur* în islandeză), terase de solifluxiune și forme de dezagregare (relief rezidual). Aceste forme au mare răspîndire în munții Godeanu, Retezat, Parîng, Făgăraș, Rodnei.

Pe versanți apar o serie de forme specifice de mișcare, la care intervine întotdeauna gravitația, dar pe alocuri și mecanisme specifice periglaciare. *Grohotișurile* obișnuite ce iau naștere prin dezagregarea rocilor datorită înghețului (există și grohotișuri de altă origine), în afara faptului că au materialele mari la poale și cele fine la partea superioară, nu prezintă o organizare mai intimă a ma-

terialului alcătuitor. Grohotişurile la care intervin şi mecanismele periglaciare de mişcare a particulelor se recunosc prin orînduirea în strate succesive de material fin şi material grosier, ele corespunzînd alternanţelor de îngheţ şi dezgheţ.

Caracteristice sînt de asemenea *curgerile de blocuri* care se produc pe versanţi slab înclinaţi (5-6%). La acestea particulele mai mari se localizează de regulă la baza povîrnişului de desprindere, numai cele mai mărunte ajungînd mai departe. Gruparea aceasta inversă ca la grohotişurile obişnuite se datoreşte faptului că transportul particulelor se înfăptuieşte prin curgerea solifluxională a noroaielor care le încorporează. Dincolo de o anumită îngrămădire mai înaltă a pietrelor *(replat de Goletz)* se trece la forma de pavaj nival menţionată mai sus. Cînd curgerea pietrelor se îndrumează în lungul unor văiugi şi este vehiculată de acumulări de zăpadă, iau naştere *torenţii de pietre (rock-glaciers)*, caracterizaţi şi ei prin anumite acumulări transversale mai proeminente din loc în loc, care prezintă concavitatea spre amonte. Cele mai caracteristice rămîn însă *curgerile de noroi* din categoria *solifluxiunii*.

Prin evoluţie, procesele enumerate contribuie la coborîrea generală a reliefului, la micşorarea pantelor şi la înălţarea treptată a fundului văilor prin acumularea produselor de pe versanţi. Dispar astfel cu timpul abrupturile, care reculează prin gelifracţie, se mişcă mereu spre vale grohotişurile, curgerile de blocuri şi curgerile solifluxionale, dînd versanţilor pante tot mai reduse şi profil tot mai lipsit de neregularităţi.

În ţara noastră unele dintre aceste procese coboară în zona montană pînă pe la 1 000 m altitudine şi chiar sub aceasta în partea de nord a ţării (de exemplu în împrejurimile oraşului Vatra Dornei), unde formele de solifluxiune sînt comune. Procesele periglaciare actuale, dar mai ales cele relicte se întîlnesc şi la altitudini mai coborîte, chiar şi în cîmpie. Acestea însă nu au decît importanţă teoretică, practic ele neluînd amploarea unor fenomene dăunătoare care să influenţeze construcţiile sau măcar stilul reliefului.

Morfologia zonelor aride şi semiaride. Datorită precipitaţiilor foarte reduse (în genere sub 200 mm anual), vegetaţia este absentă sau extrem de rară, cu mari întinderi de teren gol. Uscăciunea aerului şi cea a pămîntului golaş fac ca procesele de acumulare şi iradiere a căldurii solare să atingă limite maxime, de unde marile variaţii de temperatură între zi şi noapte atît de caracteristice tuturor zonelor aride[1] şi cele anuale caracteristice zonelor aride din latitudini mai mari. Insolaţia directă şi amplitudinea foarte accentuată de temperatură pe sol intensifică într-atît dezagregarea, încît aceasta devine un proces esenţial în modelare.

Zonele aride prezintă o gamă întreagă de variante, atît ca volum total de precipitaţii, cît şi ca discontinuitate a învelişului vegetal. În mod convenţional se consideră pustiuri, ţinuturile cu mai puţin de 200 mm precipitaţii anuale, cu mari amplitudini termice diurne (şi anuale la cele din zonele continentale), cu vegetaţia rară sau absentă. Există însă o întreagă gradaţie între aceste trăsături specifice. Pustiul absolut (*Tanezruft* în bibliografia germană) trebuie considerat doar o

[1] Numai în deşerturile apropiate de ocean (în Chile de nord, în Peru etc.) amplitudinea termică diurnă este în genere mai redusă.

noţiune limită, chiar forme apropiate de acestea întîlnindu-se destul de rar în unele regiuni interioare ale Saharei, în pustiul Libiei etc. De exemplu la In Salah la nord de Masivul Ahaggar nu s-a înregistrat încă nici o aversă de ploaie, pe cînd mai la nord la poalele Atlasului saharian, la Biskra, se înregistrează în medie 199 mm anual. Munţii din pustiuri primesc în genere oarecare cantităţi mai însemnate de precipitaţii — deşi încă foarte sărăcăcioase — decît întinderile de mică altitudine. Chiar în pustiurile din apropierea oceanului, ploile sînt extrem de rare. La Iquique în Chile de nord nu plouă niciodată, iar la Copiapo se înregistrează în medie doar 25 mm de precipitaţii anuale, ceea ce explică acumularea depozitelor de săruri solubile, cum sînt cele de salpetru, de borax etc. Repartiţia vegetaţiei prezintă de asemenea o mare variaţie, de la lipsa ei totală din multe părţi ale hammadelor sahariene, din pustiul Libiei sau din Atacama, pînă la aspectul de stepe sărăcăcioase cu smocuri de ierburi dure distanţate unele de altele, ca în *drinn*-ul de la periferiile Saharei, sau chiar tufişuri lemnoase rare, ca în *rtem*-ul din unele părţi ale aceluiaşi pustiu sau din *scrub*-ul pustiului australian, ultimul considerat printre cele mai puţin aride.

Ca urmare a uscăciunii accentuate şi a lipsei relative de vegetaţie, *solul* este inexistent în pustiuri, întrucît două dintre condiţiile esenţiale ale pedogenezei (umiditatea şi învelişul vegetal) lipsesc. Datorită evaporaţiei intense şi a mişcării permanent ascendente a apei din teren, în regiunile aride şi chiar semiaride se formează frecvent o crustă calcaroasă superficială, cunoscută sub numele de *duricrust* în Australia, *caliche* în Podişul Mexicului. Ea se explică prin purtarea în disoluţie a calciului din adînc pînă la suprafaţă, unde se întăreşte din nou. Unii cercetători consideră crusta aceasta ca un fenomen relict dintr-o perioadă mai umedă din trecut. Similare ca proces sînt şi acumulările unor săruri mult mai solubile (de sodiu, potasiu, bor etc.) care dau naştere la eflorescenţe saline ce se pot acumula în cantităţi atît de mari, că pot fi exploatate sub raport industrial, cum sînt cele din Chile de nord. Întrucîtva diferite sînt şi acumulările de săruri din apele de precipitaţii adunate în depresiuni ca nişte lacuri puţin adînci în anotimpul ploios, ca un pod de săruri în perioada secetoasă, denumit *sebka* în partea de nord a Saharei, *alkali flats* în pustiul Marelui Bazin din S.U.A.

În lagunele mărginaşe ale Marelui Lac Sărat, concentraţia în sulfat de sodiu ajunge atît de mare, încît în perioadele geroase de iarnă apa devine lăptoasă, iar valurile şi vînturile împrăştie departe de ţărmuri pasta aceasta albicioasă care dă împrejurimilor lacului aceleaşi aspecte dezolante ca în jurul *şoturilor* din sudul Algeriei. Pe alocuri, în vestul Marelui Bazin (ca în cuveta lacului Searles) s-au şi exploatat în scopuri industriale mari depuneri de săruri de potasiu de aceeaşi origine.

Pe alocuri, şi aceasta numai în pustiurile calde, se formează prin acţiuni chimice *luciul negru* al rocilor, foarte caracteristic. El are aspectul unui lac negru strălucitor şi s-ar datora, după cît se pare, mişcărilor de coborîre şi ridicare a apei prin porii pietrelor, a apei provenite din roua îmbibată cu CO_2 ce pătrunde în roci în timpul nopţii. Ea nu poate pătrunde adînc în rocă fiind în cantităţi reduse şi evaporarea producîndu-se repede. Coloraţia neagră dă peisajului un aer mohorît, descris de unii dintre exploratorii Saharei. Unele cercetări au arătat că luciul negru al pietrelor nu s-ar mai produce astăzi, acesta fiind un proces

relict. Dovada o dau monumente egiptene vechi de cinci mii de ani, care nu sînt acoperite de el.

Mai mare însemnătate au însă în pustiu procesele de *dezagregare mecanică*. Ele se datoresc marilor variaţii diurne de temperatură şi insolaţiei directe care exagerează pe sol temperatura aerului (de la 50 la 70°C de exemplu). În toiul zilei pămîntul frige, noaptea se răceşte. Dilatarea şi răcirea, repetate continuu, duc la plesnirea rocii mai ales la contractare, deci în timpul nopţii. Fenomenul se produce cu zgomot. Plesnesc nu numai stîncile abrupte, ci şi aşchiile care formează mormane la poalele acestora, pietrele de deasupra fragmentîndu-se în continuare pînă se acoperă mai bine cu alte sfărîmături. Intensitatea dezagregării stă însă în strînsă legătură şi cu felul rocii. În granite dezagregarea se produce în măsură deosebit de accentuată, dînd formele caracteristice de inselberguri înecate în sfărîmăturile glacisurilor întinse. În gresii dimpotrivă, procesul înaintează foarte lent, iar glacisurile sînt cu totul reduse la baza flancurilor întinselor podişuri, întrucît diferenţele de temperatură influenţează prea puţin rocile sedimentare.

Cu toate că dezagregarea prin insolaţie şi variaţii diurne de temperatură este un proces neîndoielnic, s-ar părea că marile taluzuri de sfărîmături care îmbracă povîrnişurile stîncoase din pustiurile calde nu aparţin decît în mică măsură vremurilor actuale şi că în cea mai mare parte ele s-ar fi format în condiţii climatice mai reci, cînd participa activ şi gelivaţia. Aceasta pare să aibă un rol mult mai însemnat în distrugerea şi reculul povîrnişurilor stîncoase. Ca dovadă, desfăşurarea mai rapidă a dezagregării în pustiurile cu sezon de iarnă (în Tibet, în Mongolia), unde masele de sfărîmături îneacă în măsură mult mai mare stîncile, care prezintă aspecte ruiniforme mai accentuate. De altfel gelivaţia este activată acolo şi de umiditatea furnizată de zăpadă, care este oricum mai persistentă decît întîmplătoarele averse ale pustiurilor calde. Cercetările întreprinse în părţile de nord ale Saharei arată că perioadele ploioase ale cuaternarului, care au reprezentat şi epoci de coborîre a temperaturii la limita îngheţului, au contribuit în mai mare măsură la dezagregarea stîncilor decît se produce ea astăzi (28).

Rolul vînturilor, important în transportul particulelor (mai ales a celor fine şi pulverulente), este de o relativ mică importanţă ca factor al eroziunii, aşa cum s-a arătat. Deflaţia şi coraziunea dau la iveală doar forme de microrelief de felul yardangurilor, alveolelor în rocă de tipul *taffoni*, scot la iveală prin degajarea stratelor mai lesne de atacat *poliţe* şi *brîne* structurale etc. Pe de altă parte, prin deflaţie, care spulberă particulele fine şi împinge pe cele mărunte, se produce un fel de triere a materialelor, astfel că ies mereu în evidenţă pietrele mai mari, dînd naştere *reg*-ului, de care am făcut deja menţiune.

De mai mari proporţii şi mai vizibile în peisaj, putînd constitui tipuri morfogenetice specifice, sînt formele de acumulare eoliană de felul *dunelor*, de la formele elementare şi singuratice pînă la marile complexe, *ergurile*. Dar chiar la aceste formaţiuni, liniile mari ale topografiei locurilor se schimbă puţin în prezent sub influenţa vînturilor. Limitele marilor erguri rămîn aceleaşi din vremuri depărtate, de mii de ani.

Un factor pînă nu demult neglijat în modelarea reliefului ţinuturilor aride şi semiaride, *şiroirile*, pare să aibă o deosebit de mare însemnătate. În aceste ţinuturi precipitaţiile sînt foarte reduse cantitativ, dar, căzînd în puţine sau numai o singură aversă pe an, au o putere de distrugere considerabilă. Unele exemple

sînt lămuritoare în această privinţă. Astfel la Villa Cisneros din Sahara Spaniolă au căzut 88 mm de ploaie într-o singură zi din septembrie 1944 din totalul anual de 112 mm. La Port-Etienne în Mauritania au căzut în total 2 mm de ploaie în 1912 şi 301 mm în 1913, dintre care 300 mm într-o singură zi. Chiar cînd cade o singură aversă la mai mulţi ani o dată, aceasta produce un efect de eroziune mai intens decît al vîntului în tot răstimpul respectiv. În felul acesta, cu toate că scurgerea apelor de ploaie este sporadică, ea se produce cu brutalitate, avînd mare efect în şiroire, cu atît mai mult cu cît lipsa cuverturii vegetale înlesneşte aceasta, iar lipsa sau subţirimea solurilor face ca infiltrarea să fie aproape nulă. Ca efect morfologic trebuie diferenţiate scurgerile pe povîrnişuri de cele din albii. Pe povîrnişurile alcătuite din roci de rezistenţă mai redusă şi cu deosebire din marne sau argile, ia naştere o reţea strînsă de ravene despărţite prin creste foarte proeminente, de obicei în unghiuri ascuţite, de tip *badlands*. În fază înaintată povîrnişurile se denudează complet, punînd în evidenţă structura geologică. În Sahara Algeriană, se întîlnesc ravene cu fundul relativ larg, adîncite în roci dure, calcaroase. Cercetările au dovedit că şi acestea sînt forme relicte, datînd dintr-o perioadă veche, mai ploioasă.

La poalele munţilor sau în genere ale povîrnişurilor din pustiu, scurgerile din ploile torenţiale se îndrumează în albii puţin adînci, uneori anastomozate în dezordine, datorită apelor efemere ce curg de regulă doar cîteva ore, după care se pierd prin infiltrare şi evaporare. Acestea sînt *uedurile*, ale căror ape tumultuoase seacă repede, albiile rămînînd uscate mai tot timpul anului, cu blocuri şi materiale de diferite mărimi depuse în dezordine (338). Se întîlnesc albii continue extrem de lungi, cum sînt aşa-numitele *draa* din Maroc, care coborînd din Atlasul Mare ajung pînă la ocean, cu toate că ele nu sînt niciodată udate pe întregul lor parcurs de o singură scurgere, ci sector cu sector la diferite averse. Uneori, albiile uedurilor sînt întovărăşite marginal de mici *terase aluviale* imperfecte, cum se văd pe alocuri la poalele meridionale ale Atlasului saharian, acestea purtînd semnul unei succesiuni de perioade de acumulare şi de eroziune, deci de schimbări climatice.

Se înţelege că procesele acestea de eroziune datorite scurgerilor spasmodice ale apelor din averse devin tot mai restrînse spre interiorul pustiurilor, cu regim de aridităţe mai accentuată, deci cu averse mai rare şi mai reduse cantitativ, şi iau proporţii maxime spre marginile acestora, unde se face trecerea spre zone semiaride cu ploi mai frecvente, dar tot atît de vijelioase. Devine astfel necesară deosebirea admisă de geografii germani între părţile mai aride din interiorul pustiurilor *(Kernwüste)* şi părţile de la periferiile acestora, mai puţin aride *(Randwüste)*. S-a spus pe drept cuvînt că pustiul absolut conservă cel mai îndelung relieful, pe cînd în zonele semiaride morfologia suferă modificări însemnate într-un timp relativ scurt.

Ca urmare a intensităţii acestor procese de eroziune, la poalele munţilor din pustiuri iau naştere *glacisuri* întinse, uşor înclinate, în pantă de 1-4%, intersectate de albiile uedurilor, adesea paralele; această formă cu totul caracteristică ţinuturilor aride şi mai ales semiaride se numeşte *pediment*. La partea superioară a acestuia se înalţă marginea abruptă a muntelui descărnat prin procese de dezagregare. În traseul iniţial rectiliniu al abruptului muntelui, cu timpul se formează prin reculul inegal al acestuia, un fel de golfuri *(embayment)*, la care contribuie în mare măsură şi eroziunea spasmodică a şiroirilor. Cînd roca mun-

telui dă prin dezagregare sfărîmături mari, la baza povîrnişului se formează un adevărat taluz al acestora, care frînează individualizarea pedimentului. Cînd însă iau naştere sfărîmături mai fine, cum este arena granitică, vîntul le pune lesne în mişcare, scurgerile averselor le mătură lateral, pedimentul se dezvoltă cu înlesnire, iar contactul acestuia cu muntele se pune în evidenţă printr-o ruptură de pantă foarte evidentă, denumită *Knick* (în germ.) (fig. 225).

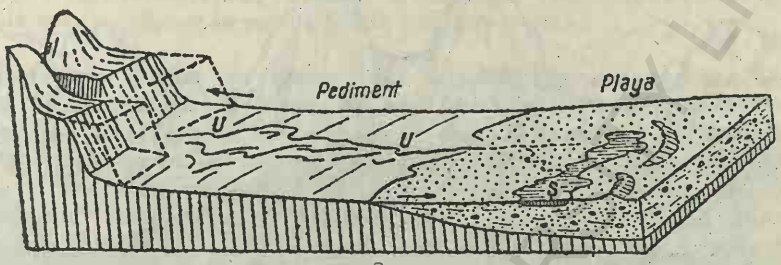


Fig. 245. — Formarea pedimentului prin eroziune şi a playei prin depuneri. *U*, Ued ; *S*, sebka.

La partea inferioară a pedimentului se întinde o porţiune mai joasă de risipire a materialelor transportate şi deci de acumulare, numită *playa* sau *bahada*. Materialele mai fine purtate de vînt pot da naştere unor mici dune izolate, iar apele de scurgere, care în anotimpul mai umed (deci în ţinuturi semiaride, nu de ariditate accentuată) pot să ajungă pînă acolo, se acumulează în lacuri efemere de tip *sebka*, transformate repede în mlaştini uscate acoperite cu crustă salină. În vecinătatea acestora, acumulările eoliene se fixează prin revărsarea apelor sărate, luînd forma unor ghirlande cunoscute în bibliografia franceză sub denumirea de *lunette*.

Astfel, spre deosebire de *playa* în care predomină formele de acumulare, pedimentul este o formă de eroziune, ceea ce îndreptăţeşte celelalte denumiri ce i se mai dau, şi anume de *rock-floor* sau *glacis rocheux, rock-cut, conoplain* sau *bench*.

Individualizarea pedimentului s-a explicat de către D. Johnson (321) prin *săparea laterală* a uedurilor. Venind supraîncărcate cu materiale, datorită furiei cu care curg, acestea depun în albie mai întîi pietrele mari greu de transportat la distanţă, cu care tapisează fundul albiei ca un pavaj. Adîncirea în albie fiind astfel împiedicată, se produce o eroziune laterală considerabilă, prin care se explică nivelarea pedimentului. Pentru explicarea acestei forme atît de caracteristice s-au mai invocat şi procesele *sheet-flood*, de scurgere în pînză a apelor provenite din averse scurte şi abundente, dînd naştere unei şiroiri difuze, cu eroziune generală în plan, nu concentrată liniar. Dar nici unul, nici celălalt dintre aceste procese, care au rolul lor hotărîtor în nivelarea pedimentelor, nu explică formele specifice ale povîrnişurilor descărnate ale munţilor, la care dezagregarea trebuie pusă pe prim plan (36).

În zonele aride și semiaride, formele de relief rezultă din îmbinarea celor trei factori arătați : dezagregarea, acțiunea eoliană și cea a șiroirii. Ieșirea pe prim plan a cîte unuia dintre aceste mecanisme depinde în primul rînd de gradul de uscăciune. În locuri mai umede, unde se înregistrează averse de ploaie, spre periferia pustiurilor, devine predominantă acțiunea șiroaielor, pe cînd în locu-

Fig. 246. — Aspect deșertic tropical : Masivul Ahaggar în Sahara centrală.

rile de ariditate mai accentuată vîntului îi revine rolul principal, de unde modelarea foarte lentă, întîrziată, ce se produce.

Iată pentru ce în zonele aride și semiaride ies la iveală, în raport cu nuanțele climatice și cu roca, mai multe tipuri morfologice, fiecare caracteristic în felul lui (fig. 246) : *ergurile* și cîmpurile de dune izolate, *hammada* sau podișurile structurale pietroase, *munții ruiniformi* ravinați de șuvoaie și descărnați prin dezagregare (numiți *Djebel* în Sahara), pustiul de *serir* neted, cu pietriș mărunt, cunoscut sub denumirea generalizată în Sahara vestică de *reg*, pustiul de argile și marne, monoton (de felul pustiului Ust-Urt), acoperit pe alocuri cu un gros praf gălbui de marnă, care face cu mult mai anevoioasă circulația decît în zonele de dune (de felul pustiului de la nord de Masivul Haurudj din Libia), pe alocuri cu creste de yardang etc.

Prezentarea mai în amănunt a formelor din zonele aride și a mecanismelor care le generează se datorește importanței pe care o capătă ele nu numai în ansamblul morfologiei pustiurilor și a periferiilor acestora, ci și al unor ținuturi care au în prezent alte climate (de exemplu temperat), unde ele se regăsesc sub formă relictă, modificate într-o măsură mai mică sau mai mare. Geomorfologia actuală, care consideră că relieful celor mai multe regiuni a rezultat de pe urma unei succesiuni de climate diferite, care au scos la iveală mecanisme de modelare diferite, pune mult temei pe aceste forme și îndeosebi pe *pediment*, pentru explicarea prin analogie a unor trăsături specifice de relief și mai ales pentru explicarea reliefurilor aplatizate chiar în zone temperate. Trebuie să subliniem, în legătură cu aceasta, evoluția cuvetelor deșertice de tip *bolson*, la care se deosebesc cele trei părți menționate : marginea stîncoasă a munților, *pedimentul* de la poalele acestuia și partea centrală coborîtă *playa*, cuprinzînd de regulă cuvete cu acumulări efemere lacustre. Eroziunea violentă a munților prin deza-

gregare şi procese gravitaţionale (de pe urma căreia aceştia se distrug, rămînînd ici-colo porţiuni reziduale numite *inselberg)*, eroziunea prin săpare laterală ori prin *sheet-flood* (care nivelează pedimentul) şi acumularea din partea centrală mai coborîtă tind spre o aplatizare generală a reliefului. Pedimentul se extinde astfel în detrimentul munţilor pe de o parte, în detrimentul *playei* pe de altă parte. Este replica, pe baza mecanismelor proprii ţinuturilor semiaride, a peneplenei din ţinuturile cu reţea hidrografică regulată. Eventualele punţi de legături genetice dintre ele vor fi analizate în partea finală a lucrării de faţă.

Morfologia zonelor cu climat cald şi umed. Acestea prezintă caractere cu totul diferite, avînd ca tipare de bază cele imprimate de alterarea ce se desfăşoară pe scară extrem de largă şi de deplasările de teren frecvente. Deşi datorită acestor procese iau naştere o serie de trăsături comune, se desprind totuşi diferenţieri între zona ecuatorială cu ploi zilnice tot timpul anului şi zonele subecuatoriale sau musonice cu un anotimp secetos, în care procesele menţionate se întrerup. Deosebirea climatică pune în evidenţă chiar modul în care se produce alterarea, prin produsele diferite la care dă naştere : *argila roşie ecuatorială* (pe alocuri violacee cum este în Madagascar) în climatul cu ploi tot timpul anului, rocă ce cuprinde o mare proporţie de caolin (2/3) şi hematite (1/3) şi *lateriţa* răspîndită în climatele cu anotimp secetos, formaţie în care caolinul lipseşte cu totul, dominante fiind hematitele şi gibbsitul (aluminiu hidratat), minerale ce dau duritatea crustei lateritice.

Această diferenţiere a formaţiunilor de la suprafaţă se răsfrînge la rîndul ei în modul de lucru al agenţilor denudatori. Argila roşie ecuatorială, alcătuită din particule extrem de fine, coloidale, de o impermeabilitate accentuată, pricinuieşte alunecări şi curgeri noroioase de mari proporţii, versanţii prezintă mai peste tot numai linii rotunjite, întreaga morfologie avînd doar linii fără muchii, fără abrupturi, larg ondulate, coline uşor mamelonate.

Dimpotrivă, carapacea lateritică dură şi agenţii denudatori specifici ţinuturilor calde cu anotimp secetos imprimă morfologiei alte trăsături : platouri orizontale netede, adesea de o netezime ideală, fie că s-au dezvoltat pe seama unei plăci de roci eruptive *(trapp)*, fie pe un nivel de netezire cristalin, ori de altă natură, datorită unei îndelungate eroziuni, prezentînd margini abrupte. Aceste platouri ca nişte mese alcătuiesc o terasă comună în climate asemănătoare : fie în podişul cristalin al Guyanelor, fie în acele *taboleiros* sau *chapadas* din Matto Grosso, fie în cea mai mare parte a Podişului Deccan. Dar şi într-un climat şi în altul se ivesc tot atît de caracteristice siluetele surprinzătoare ale unor piscuri cu povîrnişuri abrupte, cunoscute sub denumirile de *inselberg* şi *căpăţîni de zahăr*, încă nu cu totul lămurite în ce priveşte originea lor.

Deşi climatul ecuatorial se caracterizează prin abundenţa ploilor, deşi scurgerile pe pante şi cele din albiile rîurilor sînt întotdeauna de mari proporţii, rolul lor în sculptura reliefului este extrem de redus. Ogaşele sau ravenele sînt o raritate pe argilele roşii ecuatoriale. Explicaţia o dă pe de o parte faptul că procesele de alterare sînt atît de intense, încît întreg versantul reculează repede sub acţiunea lor, pe de altă parte impermeabilitatea accentuată a rocii care favorizează mai mult îmbibarea pînă la saturaţie a argilelor şi deplasarea lor pe pante decît organizarea unor curgeri liniare şi a eroziunii de adîncime. Versanţii prezintă astfel pante moi, slabe, cu profil concav la partea inferioară — întrucît

materialele coluviale din acea parte sînt mereu încorporate de rîuri şi purtate în suspensie mai departe — şi convex, bine rotunjit la partea superioară. Lipsa eroziunii liniare explică raritatea conurilor de dejecţie.

Nici eroziunea apelor curgătoare pe fundul văilor nu este remarcabilă. Rîurile, lipsite în aceste teritorii argiloase de pietrişuri şi nisipuri pe care să le tîrască pe fund, transportînd doar particule coloidale în suspensie, nu produc eroziune în talveg, sînt incapabile să o facă chiar în porţiunile cu ape repezi. Modelarea laterală lucrînd disproporţionat faţă de eroziunea în talveg, văile prezintă deschideri largi, adevărate albii aluviale, cum sînt acele *vão* (Podişul Braziliei) din bazinul fluviului Tocantin. Adîncirea văilor producîndu-se cu o încetineală excepţională, lipsesc şi terasele marginale ale văilor sau se întîlnesc extrem de rar.

În contrast cu liniile domoale ale reliefului apar *pragurile* transversale din albie care dau rîurilor repezişuri şi cascade frecvente. Sînt aşa-numitele *corredeiras* ori *saltos* din Podişul Braziliei. Ele nu sînt o mărturie a eroziunii remontante, ci sînt structurale. Chiar marile fluvii (Congo, Amazonul sau afluenţii lor) nu au forţa de eroziune necesară pentru a produce reculul acestor praguri. Ele nu se retrag de loc de zeci sau sute de ani, iar la baza lor lipsesc de regulă marmitele şi de asemenea şi pietrişurile care le sculptează prin rotire în vîrtej. Rîurile şi fluviile întîrzie astfel timp îndelungat pentru a-şi regulariza profilul longitudinal.

În climatele calde cu două anotimpuri, activitatea agenţilor modelatori se modifică. În perioada ploioasă aceştia lucrează întocmai ca în zonele ecuatoriale, în cel secetos fac tranziţia spre modelarea din ţinuturile aride. Această tranziţie prezintă însă unele trăsături cu totul specifice. Încetarea ploilor, uscăciunea atmosferică, puternica radiaţie nocturnă pe de o parte, rezistenţa mai redusă sau chiar discontinuitatea vegetaţiei pe de altă parte stau la baza proceselor de dezagregare mecanică ce alternează cu cele de descompunere chimică din anotimpul ploios. Chiar placa lateritică este sfărîmată prin această acţiune, bucăţile prăvălindu-se pe versanţi dau naştere la îngrămădiri de blocuri şi sfărîmături ce se acumulează în văi, putîndu-se recimenta pe alocuri sub forma unor brecii cunoscute sub denumirea de *lateritite*[1].

În această zonă de tranziţie spre regiunile deşertice, ca şi la cealaltă margine a pustiurilor calde, spre regiunile mediteraneene, şiroirile joacă un rol însemnat fie sub formă de eroziune difuză în pînză de tipul *sheet-flood*, fie sub forma de scurgeri concentrate. Rezultatul este apariţia de conuri de dejecţie şi a formaţiunilor de tipul *pedimentului*, cu deosebirea că pedimentele din această zonă sînt totuşi mai restrînse şi au în genere pante mai reduse. Chiar acţiunea de eroziune a apelor curgătoare permanente devine mai însemnată. Văile, deşi tot larg deschise ca şi sub climatul ecuatorial, se deosebesc prin aceea că pot prezenta terase marginale.

Ca o caracteristică a zonelor de climă caldă cu anotimp secetos, se citează şi indecizia în direcţia de curgere a unor rîuri, care se schimbă în timp pe acelaşi talveg după cum cad ploi mai abundente într-un sector sau altul (36). Mai mult

[1] Pe alocuri însă, purtate de ape — în perioade mai vechi — ele au putut lua aspectul de pietrişuri rulate, formînd împreună cu argilele roşii ecuatoriale, adevărate depozite, cum sînt cele frecvent întîlnite în regiunea Goyaz din Braziliа, între Paranahyba şi Rio Grande.

chiar, se arată situaţii în care unele rîuri fac legătura între bazine hidrografice diferite, cum este cel al rîului Casiquiare, descris de Alexander von Humboldt în primul an al secolului trecut, prin care Orinocul se leagă cu Rio Negro, afluent al Amazonului, sau cel care face legătura între bazinele Congo şi Zambezi. De asemenea se menţionează drept caracteristice porţiunile de stagnare ale apelor în mlaştini imense, adevărate „teritorii burete" cum li se spun, de felul mlaştinilor Sudd din sectorul marii confluenţe de pe Nilul superior, de felul acelor *bañados* de pe fluviul Paraguay sau de la confluenţa Parana — Paraguay etc.

Caracteristice sînt de asemenea abrupturile stîncoase verticale, pe alocuri cu traseu perfect rectiliniu, precedate de stînci izolate detaşate din marginea platoului, numite *torres* sau *torrinhas* în Matto Grosso, dar care sînt comune şi altor regiuni cu climă asemănătoare. Pe platourile gnaisice Şota Nagpur din India apar de asemenea piscuri ca nişte turnuri (cum este muntele Parasnath), ori ca nişte creste dantelate care depăşesc cu 150—180 m nivelul Podişului Dharvar din aceeaşi ţară, ori acele „acropole" denumite *drug* sau *garh* în estul Podişului Deccan, cu construcţii străvechi pe vîrfuri.

Formele acestea surprinzătoare prin zveltetea şi abrupturile lor uneori apropiate de verticală, atît de caracteristice în regiunile cu climate calde, pot fi sau din categoria *inselberg* sau din cea a *căpăţînilor de zahăr* (fig. 247). Primele au forme mai neregulate de piscuri izolate, de creste asemănătoare dinţilor de ferăstrău, ori chiar de înălţimi retezate geometric ce se ridică brusc deasupra netezimii pedimentului, ca nişte insule într-un ocean, de unde şi numele lor. Celelalte au forme de conuri sau mai degrabă de ogive puţin rotunjite la vîrf, adesea scobite la bază datorită descompunerii chimice şi transportului prin şuvoaie, dînd la iveală aşa-numitul *knick*.

Originea inselbergurilor a fost mai uşor de identificat ca fiind rezultatul reculului versanţilor sub acţiunea alterării şi dezagregării mecanice, pe cînd originea căpăţînilor de zahăr nu este încă pe deplin lămurită. Se pare totuşi că forma lor specifică s-ar fi individualizat prin acţiunea succesivă a climatelor cald şi umed, cald şi secetos repetate vreme îndelungată. În anumite locuri au fost chiar considerate forme relicte.

În felul acesta, cu toată repeziciunea cu care se produce turtirea reliefului în climatul ecuatorial, acesta tinde spre o suprafaţă vălurată (cu surprinzătoare forme reziduale pe alocuri : praguri şi căpăţîni de zahăr), pe cînd relieful din zonele cu climă caldă şi sezon secetos tinde să ajungă la suprafeţe de cea mai perfectă netezire, deasupra cărora parcă plutesc inselbergurile.

Unele aspecte de modelare în climatul temperat. Am prezentat mai întîi modelarea în climatele extreme — reci şi calde — pentru a scoate mai bine la iveală contrastul dintre mecanismele ce intră în joc şi ritmul cu care acestea lucrează în fiecare dintre ele. În felul acesta, analizînd modelarea ce se produce în climatul temperat, care ne este atît de familiară încît ni se pare „normală", putem desprinde particularităţile ei, căci nu trebuie să pierdem din vedere că modelarea în această zonă nu este o medie, cum s-ar părea să fie climatul temperat, o medie între climatele reci şi calde, ci este *un alt sistem* de eroziune şi de acumulare cu mecanisme proprii de lucru.

În climatul temperat, din complexul de factori care duc la modelarea reliefului, rolul principal revine apelor curgătoare care lucrează direct asupra versanţilor fie sub forma aproape invizibilă de eroziune laminară, fie sub forma brutală a şiroirilor şi ravinaţiei, care produc încrustaţii adînci în versant, dar con-

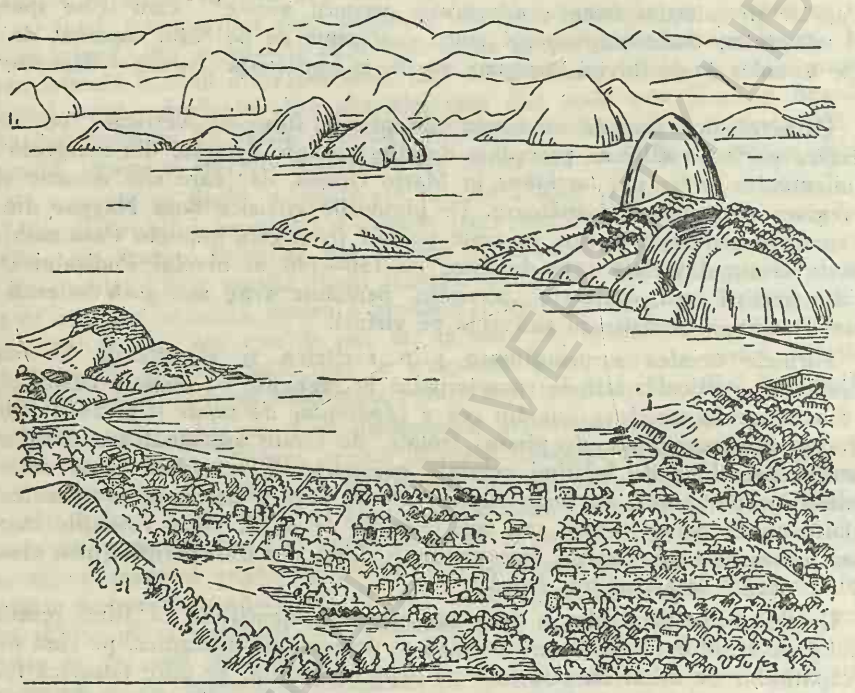


Fig. 247. — Intrarea în golful Rio de Janeiro, cu forme de munţi caracteristici zonei calde şi umede : căpăţîni de zahăr.

tribuie şi indirect mai ales sub forma apelor de infiltraţie, înteţind unele procese gravitaţionale din categoria porniturilor.

Datorită curgerilor în pînză, eroziunea laminară sau de suprafaţă, duce la spălarea solului şi prin aceasta la reculul lent al versanţilor în cazul unui înveliş continuu de pajişte, cu atenuarea pantelor şi rotunjirea muchiilor şi sub forma unor ablaţii intense cînd vegetaţia ajunge să fie înlăturată.

Procesele se leagă între ele : pierderea treptată a substanţelor nutritive prin înlăturarea orizonturilor superioare ale solului duce la o selecţie treptată a speciilor în raport cu rezistenţa lor, dar în aceeaşi măsură, reducîndu-se şi capacitatea de infiltrare a apei (care este mai mare în orizonturile superioare), se măreşte debitul de scurgere şi se intensifică spălarea. În modul acesta procesul se intensifică din ce în ce.

Diferenţierea aceasta între procesele lente de spălare sub covorul vegetal continuu şi accentuate, unde, datorită şi factorului climatic (de exemplu extensiunea perioadelor de secetă), vegetaţia poate fi mai lesne rărită sau chiar înlăturată,

atrage după sine o diferenţiere esenţială în privinţa ritmului de dezvoltare şi a rezultatului ablaţiei în ţinuturile oceanice şi cele continentale excesive. În cele dintîi, prin umiditatea mai uniform răspîndită în cursul anului şi prin ploile în genere mai lente, vegetaţia prezintă o rezistenţă mare, iar ablaţia lucrează lent, în

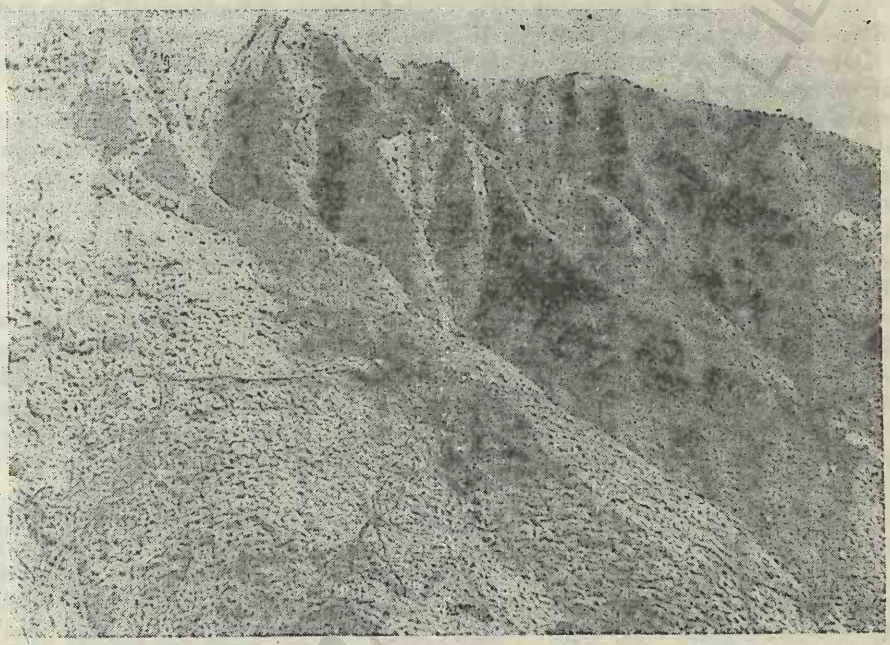


Fig. 248. — Abrupturi şi linii frînte prin spălarea solului şi şiroire puternică în Năruja (Vrancea).

ritmul echilibrat al regenerării solului. Bineînţeles că nu lipsesc pe alocuri, în condiţii specific locale, şi manifestări excesive. În climate continentale asemănătoare celui din ţara noastră — unde apar frecvente şi uneori îndelungate perioade de secetă, urmate de ploi torenţiale, fenomen care se accentuează treptat spre zonele de climă continentală excesivă —, ablaţia se dezvoltă în proporţii uluitoare, înlătură în scurtă vreme pătura de sol, deschide drumul eroziunii de adîncime prin şiroire şi ravinaţie, desfigurează versanţii, care prezintă aspectul scheletic al rocii şi structurii la zi (fig. 248). În locul pantelor moi şi al liniilor rotunjite din climatul oceanic, în peisaj domină formele unghiulare (încrustaţiile ogaşelor şi ravenelor) şi cele structurale, întrucît pe roca la zi lucrează din plin procesele mecanice şi chimice de dezagregare şi alterare prin aşa-numita *eroziune diferenţială*. În felul acesta versanţii reculează mai repede. Văile devin mult mai largi, interfluviile intersectate de ravene se fărîmiţează, întreaga operă de destrucţie a reliefului se produce mult mai repede.

Eroziunea pe fundul văilor sau de talveg se diferenţiază de asemenea fundamental între ţinuturile cu climat oceanic şi cele cu climat continental accentuat. Întrucît forţa de eroziune a apelor curgătoare este, aşa cum s-a arătat, pro-

porţională cu masa, deci debitul, şi pătratul vitezei de curgere, diferenţierile se explică lesne. În climatul oceanic, rîurile cu debit constant (sau oricum cu variaţii relativ reduse) erodează permanent, în proporţii aproape constante, pe cînd în climatul continental accentuat, la o curgere intermitentă şi cu enorme diferenţe de debit şi viteză (întrucît s-a arătat că viteza stă în raport nu numai cu panta, ci şi cu debitul), eroziunea este spasmodică, cu îndelungate întreruperi şi, ca urmare, mai redusă cantitativ decît acolo unde eroziunea este neîntreruptă.

Iată pentru ce eroziunea de talveg la rîurile din ţinuturile oceanice este mai uniformă şi mai puternică datorită debitului constant, ea devine slabă şi inegală la rîurile cu debit variabil şi dezorganizată în ţinuturile extrem continentale. Aceasta, întrucît forţa brută a scurgerilor chiar mari şi tumultuoase din ţinuturile cu climat continental şi mai ales continental excesiv se consumă prin frecarea de albia plină de neregularităţi, prin încărcătura masivă pe care o poartă, prin infiltrarea extremă în albia uscată etc., astfel că forţa netă a curgerii rămîne negativă şi ea nu poate produce decît o foarte slabă eroziune oricît de vijelioasă este. Curgerea nu se produce pe întreg profilul longitudinal, ci numai pe anumite sectoare unde cad ploile torenţiale ; de unde rezultă profilul plin de neregularităţi, foarte departe de linia de echilibru, de care se apropie mai frecvent văile din ţinuturile oceanice. Neregularităţile de profil longitudinal ale văilor din ţinuturile continentale şi mai mult încă ale celor continentale excesive pot fi structurale, dar şi întîmplătoare, datorită opririlor bruşte ale scurgerilor, reprezentînd contraste între porţiunile erodate şi cele de acumulări haotice rămase pe loc unde se opreşte scurgerea.

Eroziunea de talveg la rîurile permanente este strîns legată de nivelul de bază şi lucrează mai ales sub formă de eroziune remontantă, pe cînd la rîurile cu cursuri intermitente, unde ea acţionează pe sectoare, ţine mai puţin de nivelul de bază şi se exercită mai ales sub formă de vîrtejuri, deci descendent, eroziunea remontantă acţionînd foarte slab şi în raport cu nivelele de bază locale, schimbătoare în timp.

S-a spus pe drept cuvînt că eroziunea apelor curgătoare se localizează în mod predominant de-a lungul văilor (pe versanţi şi în talveg). În rest modelarea acţionează prin dezagregare-alterare şi prin procese gravitaţionale fie sub formă de pornituri umede, de felul alunecărilor, fie sub formă de pornituri uscate, de felul surpărilor, rostogolirilor etc. Cu toate că aceste procese stau în strînsă legătură cu roca, ele sînt puternic influenţate şi de climă. Alterarea, proces chimic, lucrează în genere mai intens în climatul oceanic umed, pe cînd dezagregarea, proces mecanic, se intensifică progresiv în climatul continental excesiv cu ierni aspre. Diferenţierea aceasta explică liniile de amănunt ale reliefului între cele două zone climatice : mai rotunjite şi mai bine învelite în depozite de cuvertură în climatul oceanic, mai contrastante şi ca formă şi ca depozite în climatul continental extrem.

În ceea ce priveşte procesele gravitaţionale, teoretic ar trebui ca alunecările să se dezvolte mai frecvent în ţinuturile cu climat oceanic, mai umede, cu ploi mocnite şi deci infiltraţie mai profundă, iar surpările, rostogolirile etc. mai frecvente în climatul continental cu perioade secetoase. În realitate intervin o serie de factori care modifică substanţial această schemă simplă, printre ei putînd să menţionăm gradul de acoperire cu vegetaţie forestieră sau de pajişte, indicii de pantă şi de structură etc. Îmbinarea acestora dau intensităţi deosebite

celor două categorii de pornituri, astfel că alunecările par să fie mai frecvente în zona climatului continental de tranziție — unde perioadele de secetă cu uscăciune accentuată și crăpare a solului se succed cu perioade de pluviozitate, ceea ce favorizează nu numai înfiltrările, dar și desprinderile maselor de teren — pe cînd porniturile uscate par să capete intensitate maximă în climatul continental excesiv cu anotimp de iarnă, unde, la provocarea lor, lucrează îndeosebi dezagregările prin gelivație. Oricum însă, defrișările și suprapășunatul au cu mult mai grele urmări în climatul continental decît în cel oceanic.

Din ansamblul acestor condiții ne explicăm de ce rezultă tipuri morfoclimatice atît de diferențiate între ținuturile cu climă oceanică și cele cu climă continentală accentuată.

Alte variante apar în ținuturile cu climat mediteranean, considerat în genere ca făcînd tranziția dintre climatul temperat oceanic și cel deșertic. Dar s-a vorbit mai puțin de afinitățile morfoclimatice ale acestor ținuturi cu cele din climatul continental de stepă. Cuvertura vegetală, deși deosebită între aceste zone climatice, prezintă totuși cam aceeași slabă protecție pentru terenuri : stepa din ținuturile cu climă continentală accentuată, ca și pădurea specific mediteraneană, pădurea de stejar verde, chiar cînd nu este degradată, nu protejează solul, deoarece aceasta nu cuprinde un subetaj arbustiv și de ierburi, iar litiera lipsește, întrucît frunzele cad pe rînd la cîțiva ani. Ravinația se poate produce astfel cu ușurință chiar sub pădure[1].

Se marchează însă și diferențe între cele două zone de la periferia continentală și subtropicală a climatului temperat. Cu toate că și una și alta au ploi sezoniere, în climatul mediteranean ploile cad iarna la sud (pentru emisfera noastră) și toamna către marginea ei nordică, pe cînd în climatul continental ploile cad primăvara și la începutul verii, anotimpul rece fiind secetos și cu înghețuri. Și într-un climat și în celălalt ploile cad sub formă de averse puternice, concentrate într-un mic număr de zile, dezlănțuind o foarte mare energie cinetică. Diferența de anotimp în căderea ploilor are însă o importanță deosebită în morfologia locurilor : în climatul continental accentuat, ploile — care încep o dată cu dezghețul — pot antrena cantități considerabile de materiale fărîmițate prin gelifracție (și la începutul primăverii chiar înmuiate pe substrat înghețat). În climatul mediteranean ploile se produc după îndelungata secetă absolută de vară, cu solul transformat în crustă (ceea ce opune rezistență în fața ravinației), dar și cu profunde crăpături de uscăciune care prilejuiesc, îndeosebi în terenurile argiloase, alunecări de mari proporții (cum se văd în Italia de sud).

Formarea crustei de uscăciune a solului capătă dimensiuni considerabile spre periferia aridă a climatului mediteranean, unde și ravinația este puternic frînată din cauza rezistenței acesteia. Unde crusta ajunge să fie ferestruită de șuvoaie, se dezvoltă un tip de ravenă îngustă și adîncită, foarte virulentă, avînd la partea superioară abrupturi verticale, întrucît crusta se comportă ca un orizont de rocă mai dură. La pante slab înclinate, ravenele sînt rare, dar larg dezvoltate, despăr-

[1] Echilibrul natural dintre infiltrație și scurgerea pe pante în aceste păduri extrem de precar. Defrișarea face foarte dificilă regenerarea naturală, în locul acestor păduri instalîndu-se în cel mai bun caz machia, dar mai adesea o vegetație ierboasă sărăcăcioasă. Cînd defrișarea se produce prin incendiere, se produce o crustă spongioasă care nu mai permite nici instalarea stepei.

ţind între ele suprafeţe netede, peisajul reproducînd în mic aspect din zonele subdeşertice.

Tot datorită diferenţierii anotimpului ploios, între cele două zone morfoclimatice (mediteraneană şi continentală de stepă) se deosebesc formele alterării. În ţinuturile mediteraneene aceasta se desfăşoară în condiţiile climei calde şi umede a iernilor blînde, urmate de primăveri răcoroase şi de veri excesiv de calde şi uscate. Rocile granitice (mai ales cele alcătuite din particule mari), foarte sensibile la hidroliză, se fărîmiţează extrem de repede, iar calcarele, care rezistă în genere mai bine, ajung totuşi să fie atacate cu timpul şi să dea naştere prin procese de solubilizare şi hidroliză (cu distrugerea silicaţilor şi eliberarea hidroxizilor de fier) la acumulări reziduale de *terra rossa*.

În ţinuturile climatului continental de stepă, cu precipitaţii maxime la sfîrşitul primăverii şi începutul verii, perioadă de dezvoltare rapidă a vegetaţiei ierboase, urmată de seceta cu arşiţă puternică de vară, care pricinuieşte încheierea ciclului de vegetaţie şi uscarea ierburilor şi solului, se produc acumularea humusului şi alte procese care explică formarea *cernoziomului*.

Şi dezagregarea se diferenţiază, deşi ea se produce în ambele regimuri climatice, fiind mult mai intensă în zona climatului continental cu ierni aspre, datorită gelifracţiei care — aşa cum am arătat mai înainte — are efecte mult mai puternice decît cele ale insolaţiei. De altfel îngheţul nu lipseşte cu totul nici în ţinuturile mediteraneene. Se consideră că în medie acesta poate atinge chiar 20 de zile în cursul unui an la altitudine de cîmpie. Studiile au arătat însă că, în chiar acest scurt interval de timp, dezagregarea (în ţinutul mediteranean) este mult mai intensă decît în ţinutul oceanic. Fără îndoială că aceste procese se amplifică cu altitudinea.

Din îmbinarea proceselor înşirate rezultă aspecte morfologice în mare parte asemănătoare : văi extrem de largi, încărcate, cu pietrişuri mari depuse în perioadele de creşteri, care pot da debite înzecite faţă de cele obişnuite (se dau în această privinţă exemple ale unor rîuri neînsemnate din sudul Spaniei, care la creşteri depăşesc debitul mijlociu al Dunării), pentru ca în perioada secetoasă să fie drenate de un firicel neînsemnat de apă, despletit şi acesta în şuviţe ce se anastomozează şi se desfac din nou. Este ceea ce se numeşte în Italia meridională *fiumare*. Versanţii sînt puternic ravinaţi, roca golaşă apare adesea, făcînd vizibilă structura. Mai rezistente la alterare, calcarele pun cel mai bine în evidenţă osatura lor, pe cînd rocile argiloase dau o ravinare strînsă de *badlands* tipic. Totuşi, îndeosebi în zona mediteraneană, rămîn unele forme care nu se pot explica în condiţiile climatului actual. Aşa sînt acumulările de blocuri mari denumite în Peninsula Iberică *rañas*, care par a se fi format sau într-un climat periglaciar, sau într-unul tropical arid, ori aspectele de inselberg ce apar de asemenea destul de frecvent, amintind sistemul de eroziune tropicală.

Am insistat asupra paralelismului dintre aceste sisteme morfoclimatice, pentru că ele se pun în evidenţă şi în ţara noastră, într-o adevărată întrepătrundere în partea de sud-est a ţării, cu deosebire în zona de stepă, cu prelungiri şi în cea de silvostepă. În felul acesta procesele menţionate capătă şi la noi o largă dezvoltare chiar în regiunile deluroase. Văi extrem de largi, supraîncărcate cu pietrişuri şi nisipuri, pe care curge un firicel de apă (sau în toiul verii chiar fără apă), versanţi cu ravinare intensă şi dezagregare de mari proporţii, pe alocuri cu ample procese de alunecare — sînt peisaje tot atît de caracteristice Dobrogei

sau Moldovei de sud, ca şi dealurilor Buzăului şi Rîmnicului şi chiar mai la nord de Cîmpia Moldovei (fig. 249). În aceste locuri apar chiar formaţiuni de soluri care reproduc sau creează variante apropiate celor două zone climatice de care s-a vorbit : solurile cernoziomice din stepă şi cele roşii de pe calcare din sud-vestul ţării.

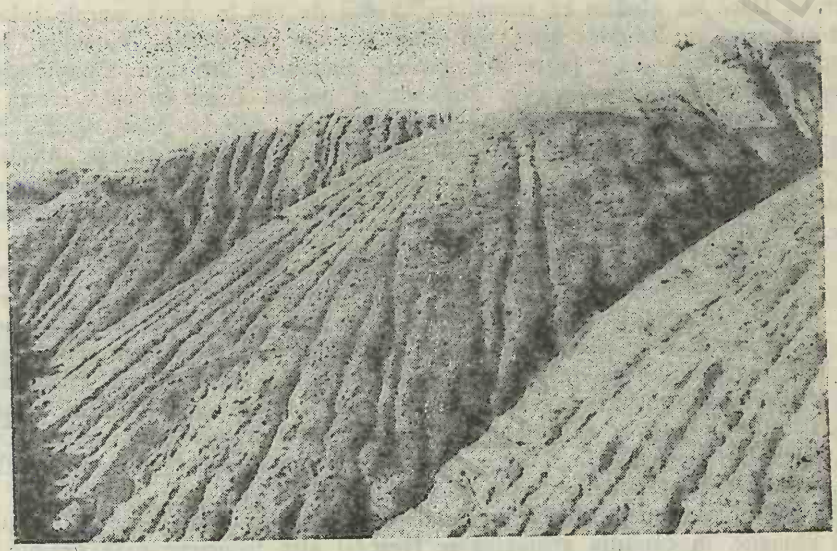


Fig. 249. — Eroziune puternică ce reaminteşte pe cea din climatele continental extreme (foto C. Chiriţă).

Aceste procese de modelare vijelioasă au căpătat o şi mai mare extensiune în ţara noastră datorită defrişărilor masive, care au dus la stepizarea secundară a unor regiuni (de exemplu în Cîmpia Transilvaniei). Dar şi în ţara noastră apar forme de relief care, prin proporţiile care le capătă, nu se pot explica decît ca forme relicte ale unor climate deosebite de cel actual. Aşa fiind, se pune cu necesitate problema studierii succesiunii în timp a climatelor, numai cu această completare putîndu-se explica aspecte din morfologia climatului nostru sau a altor climate.

2. SUCCESIUNEA ÎN TIMP A CLIMATELOR

Din cele arătate se vede că nu numai trecerea între zone mari climatice, dar chiar şi de la o nuanţă climatică la alta (de exemplu de la clima temperată oceanică la cea continentală) este suficientă pentru a se produce o modificare substanţială în stilul modelării atît pe versanţi, cît şi în talveg, astfel că rezultă un alt sistem morfogenetic. Pentru a se înfăptui însă un sistem morfogenetic,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

este necesară o perioadă de stabilitate climatică relativ îndelungată, adică deceea ce s-a numit o *stare de echilibru climatic.*

Geologia a dovedit însă că în decursul timpului s-au succedat pe aceleași locuri climate foarte diferite și că îndeosebi cuaternarul s-a manifestat printr-o foarte accentuată instabilitate climatică, cu oscilații de mare amplitudine termică și mari variații în precipitații, prilejuind extensiunea gheţarilor pînă în Europa centrală. Dacă ne gîndim că numai cu 15 mii de ani în urmă marele inlandsis nord-european se întindea spre sud pînă aproape de Berlin, Varşovia, Minsk acoperind cea mai mare parte din Insulele Britanice, întreaga Cîmpie Nord-Europeană, întreaga Scandinavie, Finlanda și nordul U.R.S.S., ca o vastă platoșă de gheață ca cea din Groenlanda actuală (fig. 250), ne dăm seama cît de scurt este intervalul de timp de cînd lucrează agenții care făuresc ansamblul formelor de relief actuale. S-a putut oare înfăptui numai în circa 10 mii de ani un sistem morfogenetic complet? În relieful actual nu au rămas multe trăsături ale climatului precedent? Fără îndoială; și aceasta poate constitui obiectul unor interesante studii. Unii merg destul de departe afirmînd că în această scurtă perioadă climatul actual a putut îndeplini doar anumite „retușuri" la vechea morfologie, care se află încă în *curs de adaptare* la noile condiții morfogenetice.

În vreme însă ce atare schimbări s-au petrecut la latitudinea medie, unele schimbări tot atît de însemnate s-au produs în ţinuturile tropicale astăzi aride, care în perioada glaciației cuaternare erau după toate probabilitățile ţinuturi ploioase, în care domnea alt sistem morfogenetic decît cel actual. Schimbările produse între acea perioadă și actual reprezintă o *ruptură de echilibru* în continuitatea condițiilor care conlucrează la modelarea reliefului.

Dacă în asemenea situație avem de-a face cu o ruptură de echilibru de ordin climatic, în evoluția geologică se ivesc și alte fenomene care produc discontinuități în opera de modelare. Chiar schimbările climatice (de exemplu trecerea de la un climat glaciar la unul interglaciar) au avut ca urmare oscilații ale nivelului apelor marine și deci modificări ale nivelului de bază în raport cu care se reglează întreaga eroziune și acumulare în bazinele hidrografice. În afară însă de aceste schimbări (care au luat proporții extreme la mările izolate, cum a fost un timp Marea Neagră), s-au produs însemnate schimbări în învelișul vegetal și cel de soluri.

Trecerile de la pădure la stepă sau de la stepă la pustiu au mare însemnătate în modul de acțiune și în intensitatea cu care lucrează agenții denudatori. Pădurea, așa cum s-a arătat, care frînează eroziunea prin încetinirea scurgerilor (datorită coronamentului și litierei pe de o parte, infiltrării mai lesnicioase în solurile de pădure etc.), și pajiștea, ce prezintă efecte asemănătoare dar mai slabe, favorizează dezvoltarea unui anume sistem morfogenetic. Stepa și pustiul cu solul parțial sau total dezgolit, în care vîntul intră în acțiune cu o deosebită pondere alături de intensitatea ablației și a rupturii șuvoaielor, constituie un alt sistem morfogenetic. Solurile de asemenea direct (prin propriile-i însușiri) sau indirect (în legătură cu vegetația) joacă un rol important în imprimarea caracterului și dinamicii modelării. Iată de ce trebuie să urmărim nu numai schimbările climatice, ci și ale întregului ansamblu: climă, vegetație, soluri și fără îndoială — unde este cazul — și ale nivelului marin.

În afară însă de rupturile de echilibru climatic, în decursul timpului se pot produce și *rupturi de echilibru geologic,* datorite în primul rînd mișcărilor tec-

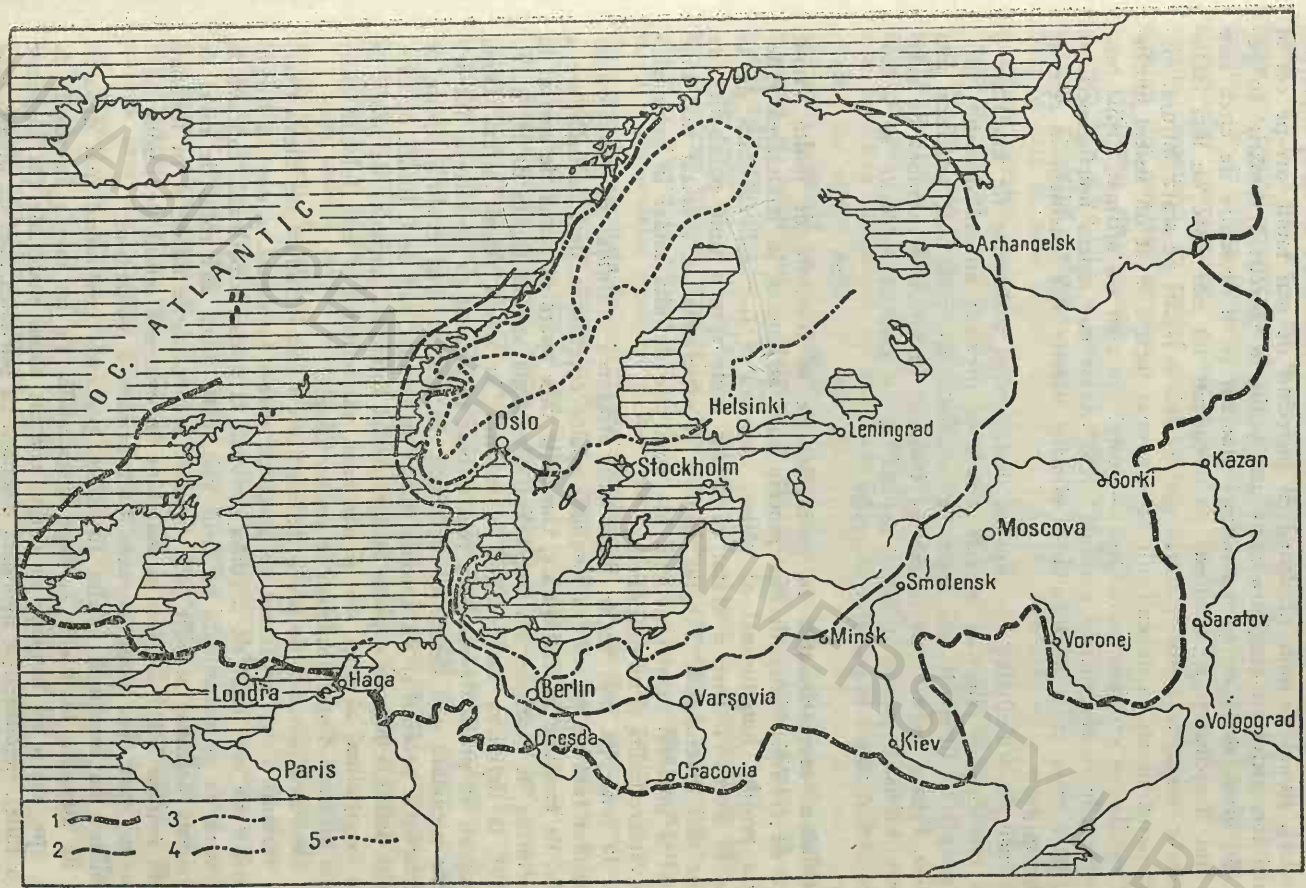


Fig. 250. — Extensiunea gheţarului cuaternar nord-european (după von Klebelsberg). *1*, Extensiunea maximă în Elster-Saale, *2*, stadiul vistulian ; *3*, stadiul pomeranian ; *4*, stadiul Salpausselka ; *5*, stadiul final.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tonice. Acestea prezintă însă ritmuri mult mai lente (îndeosebi în cazul mişcărilor orogenetice), ritmul obişnuit al denudării întrecînd de mai multe ori pe cel al efectuării lor, astfel că ele intră mult mai puţin în obiectivul urmărit. În perioada din urmă, după retragerea ultimei glaciaţii şi cu deosebire de circa zecemii de ani, a apărut şi se manifestă cu intensitate tot mai mare un nou factor morfogenetic, *omul*, care prin lucrarea pămîntului, defrişări pe scară întinsă, distrugerea pajiştilor etc. a devenit atît de însemnat încît a creat un sistem morfogenetic specific — *eroziunea antropică* —, care, aşa cum s-a afirmat, „rupe brutal cu sistemele morfogenetice naturale" (28). Acest nou sistem morfogenetic se extinde pe o mare parte a globului, în climate diferite, dar îndeosebi în cele de latitudine mijlocie.

Întrucît în schimbarea de ritm în desfăşurarea proceselor de modelare a scoarţei modificările climatice şi cele antropice prezintă un rol deosebit, ultimele dezlănţuind forme şi mai acute de „eroziune accelerată", le analizăm mai deaproape. Pentru ambele este necesar să lămurim în prealabil noţiunea de *echilibru morfoclimatic* pentru a putea explica în ce constau *rupturile de echilibru* şi ce urmări au ele în peisajul geografic.

Echilibrul morfoclimatic. În geomorfologie se foloseşte de multă vreme noţiunea de *echilibru* între diverse procese care acţionează în modelarea reliefului. La profilul longitudinal al văilor, noţiunea a fost aplicată încă de la 1841 de F. Surell, care a arătat că acesta tinde spre o linie parabolică de stabilitate mai îndelungată. Treptat, studiile şi experienţa au precizat mai bine conţinutul şi înţelesul acestei noţiuni, aşa cum este definită astăzi în geomorfologie ca valoare limită şi nu definitivă.

De la concepţia mai veche, după care atingerea *profilului de echilibru* ar fi reprezentat faza de încetare a eroziunii apelor curgătoare, deci de anihilare a procesului de eroziune în desfăşurare, concepţie care apare ca punct de sprijin în teoria ciclurilor de eroziune, s-a trecut, mai ales după analiza făcută de H. Baulig (310), la definirea mai realistă a noţiunii, în sensul folosit astăzi. După acest geograf, un profil de echilibru real trebuie considerat ca provizoriu, întrucît el nu este niciodată nici definitiv, nici final. În ipoteza unei evoluţii lipsite de orice perturbaţii, profilul se va apropia din ce în ce mai lent de o limită pe care, prin însăşi definiţia lui, nu o poate atinge. Astfel înţeleasă, noţiunea de profil de echilibru longitudinal al unei văi îşi păstrează valabilitatea şi este folosită chiar de cei mai înaintaţi dintre dinamişti în geomorfologie.

De asemenea noţiunea de profil de echilibru a fost introdusă de cîteva decenii şi la versanţi, care, indiferent de procesele care-i fasonează, ajung cu timpul să se apropie tot mai mult de o curbă convexă la partea superioară, concavă la cea inferioară, ce se racordează cu firul văii, care joacă aici rolul de nivel de bază, niciodată definitiv stabilit (48). Studiile şi precizările aduse şi în legătură cu această noţiune (311) au scos şi mai bine în evidenţă sensul de limită (provizorie totuşi) spre care tinde întreaga transformare a versanţilor.

Echilibru nu înseamnă aşadar finalitate, procesele continuînd mai departe, dar atît de atenuate încît sînt aproape insesizabile. Pe un talveg în profil de echilibru, apa, oricît de limpede ar curge, conţine totuşi materiale (în suspensie sau în disoluţie), neputîndu-se niciodată compara cu puritatea apei de ploaie, ceea ce arată că eroziunea în talveg şi pe versanţi continuă.

Noţiunea de echilibru între procesele al căror rezultat este modelarea, reluată de J. Tricart pe plan mai larg, în situaţiile complexe de multiple raporturi complimentare, reciproc legate unele de altele, a dus la elaborarea altei noţiuni, de *echilibru morfoclimatic*. Unitatea naturii rezultă din interdependenţa elementelor componente: climă, vegetaţie, soluri; între acestea rolul principal revine climatului, în raport cu care se înfăptuieşte un anume înveliş vegetal, alcătuit din asociaţii specifice.

Noţiunea de *asociaţie vegetală*, introdusă în ştiinţă încă de la 1801 de A. von Humboldt, a fost precizată ulterior ca unitate de bază a învelişului vegetal, căpătînd definiţii treptat mai cuprinzătoare şi mai apropiate de realitate, în care se pune accent nu numai pe unitatea corelaţiilor dintre plante, dar şi dintre acestea şi mediu. Cu toate că pe linia acestor definiri părerile s-au despărţit, ducînd chiar la individualizarea unor şcoli cu tendinţe diferite, corelaţiile de care am pomenit sînt puse în evidenţă de majoritatea lor. Astfel, şcoala anglo-americană, reprezentată prin F. E. Clements ş.a., o explică prin grupările-climax care s-au stabilit, ajungînd la sfîrşitul dezvoltării lor; ele continuă a se modifica numai sub influenţa cauzelor dinafară şi nu datorită activităţii lor vitale; iar şcoala sovietică, reprezentată prin V. N. Sukacev ş.a., consideră asociaţia vegetală ca o reunire a fitocenozelor „care participă uniform în acumularea şi transformarea materiei şi energiei pe suprafaţa pămîntului sau mai precis a fitogeosferei lui" (cf. 182).

Se vede astfel că adîncirea cercetărilor a scos la iveală şi în alte ramuri ale ştiinţelor naturii necesitatea îmbinării interdependente a elementelor în complexe ce ajung la situaţii de echilibru. *Climaxul* sau *formaţia climaxică*, rezultantă a elementelor mediului şi îndeosebi a climei, are la rîndul său o deosebit de mare însemnătate în orientarea zonală spre un anumit sistem morfoclimatic.

Dar şi solurile rezultate de pe urma impulsionărilor climei şi sub directa înrîurire a învelişului vegetal pot ajunge la situaţia de echilibru, un *sol climaxic* fiind acela al cărui profil, după o îndelungată acţiune a factorilor zonali, rămîne asemănător cu el însuşi (28). Aşadar o stabilizare pe un timp suficient de îndelungat pentru a duce la dezvoltarea unei asociaţii vegetale alcătuite din speciile cele mai bine adaptate mediului respectiv (la rîndul lor acestea influenţează evoluţia solurilor). Se realizează astfel legături foarte strînse, condiţionate reciproc, între solurile climaxice şi climaxurile vegetale, care reprezintă două forme de adaptare la acelaşi mediu.

Am insistat asupra acestor procese legate într-o atît de strînsă interdependenţă, întrucît comandate de climă ele au o foarte mare importanţă pentru geomorfologie. J. Tricart a putut astfel afirma pe drept cuvînt că geomorfologia climatică este o funcţiune în care se îmbină influenţa directă a formaţiunilor vegetale şi de soluri asupra sistemului morfogenetic, şi aceasta întrucît numai prin realizarea climaxului se creează condiţiile de relativă stabilitate care comandă morfogenezei. Numai prin aceasta se ajunge la formarea solurilor zonale care creează proceselor geomorfologice o ambianţă specifică şi se ajunge la înfăptuirea învelişului vegetal care se interpune proceselor meteorologice şi scoarţei terestre şi prin aceasta se creează morfogenezei un ansamblu de condiţii suficient de durabile pentru a permite reliefului să se adapteze la ele (28).

Realizarea climaxului pe întreg acest ansamblu reprezintă tocmai crearea condiţiilor de stabilitate, acel *echilibru morfoclimatic* care nu este posibil să

se înfăptuiască decît prin intermediul *învelişului vieţii* (vegetaţie şi soluri). În pustiuri, în ţinuturile cu gheţuri veşnice, unde acesta lipseşte, dezlănţuirea forţelor oarbe ale naturii se face mai totdeauna dezechilibrat, cu mari variaţii între extreme; adesea chiar în forme catastrofice.

S-a căutat să se explice amploarea eroziunii (în înţelesul larg al cuvîntului) în perioadele vechi ale istoriei geologice a pămîntului tocmai prin lipsa învelişului vegetal continuu. În precambrian, în cambrian şi chiar în silurian, cînd încă nu se iviseră plantele superioare (singurele care par să poată crea covor vegetal continuu), se întindeau mai peste tot acele *pustiuri biologice* cu terenuri golaşe expuse direct proceselor de denudare sălbatică.

Fără îndoială că echilibrul morfoclimatic se poate stabili şi în afara climaxului biogeografic; ba încă, lipsind învelişul protector al vieţii, această punere de acord a agenţilor modelatori ai scoarţei cu noile condiţii de climat se înfăptuieşte mult mai repede, cu brutalitate, lucrînd în ritmuri ale căror modificări se pot surprinde într-o viaţă de om. Aşa se explică de ce distrugerea climaxului biogeografic de către om (prin defrişări, prin suprapăşunat etc.) se manifestă fără întîrziere în distrugerea echilibrului morfoclimatic şi dezlănţuirea forţelor oarbe ale naturii, care stăteau pînă atunci încătuşate datorită interdependenţei strînse dintre elementele arătate. Această ruptură artificială în echilibrul morfoclimatic odată dezlănţuită, eroziunea se desfăşoară în aceleaşi forme distructive şi în acelaşi ritm grăbit ca şi în cazul rupturilor naturale de echilibru (acele „crize climatice" de care vorbesc unii autori), care tind să înlocuiască un sistem morfologic prin altul.

Rupturile de echilibru climatic şi consecinţele lor. Între contribuţiile esenţiale pe care le aduce geomorfologia climatică în interpretarea reliefurilor, este aceea de a pune într-o lumină reală rolul pe care-l au schimbările climatice privite ca întreruperi în evoluţia modelării reliefului, cu schimbarea stilului şi ritmului acestei modelări. În ipoteza *ciclurilor de eroziune* (341), întreruperea necesară pentru diferenţierea unui ciclu de altul era explicată doar prin schimbarea nivelului de bază, deci prin energia de relief potenţială ce se crea; o explicaţie săracă, redusă doar la elemente de ordin mecanic rezultate din diferenţa de nivel. Explicaţia era şi insuficientă, întrucît nu putea lămuri formele de relief relicte aparţinînd altui complex de agenţi modelatori. Punerea la contribuţie a rupturilor de echilibru de ordin climatic, pentru explicarea schimbărilor fundamentale produse în modelarea reliefului în decursul timpului, este mai realistă şi mai multilaterală: se creează alte condiţii de lucru (un întreg angrenaj de factori), ies pe primul plan alţi agenţi modelatori ai scoarţei, se trece în ansamblu la alt sistem morfogenetic. Acesta este sensul just în care se pune problema şi care explică firesc suprapunerea unor familii de forme dezvoltate în climate diferite, deci supravieţuirea în cadrul unui sistem morfogenetic actual a unor forme relicte aparţinînd sistemului morfogenetic precedent.

Dar rupturile de echilibru climatic nu presupun schimbări bruşte, de felul catastrofelor naturale imaginate de G. Cuvier, ci modificări treptate, dezvoltate în timp (o răcire a climatului, de exemplu, ce se accentua în decurs de

sute şi chiar mii de ani, ori o pluviozitate care sporea în intervale de timp tot atît de lungi sau, dimpotrivă, o accentuare a încălzirii climei şi aridizării ei). După toate probabilităţile şi în prezent trăim o asemenea perioadă de tranziţie climatică şi sînt suficiente dovezi care arată că în decursul ultimelor două milenii s-au produs schimbări climatice remarcabile, mai ales la limita spre zonele de ariditate mai accentuată tropicală.

Faţă de această tranziţie relativ lentă în comparaţie cu etapele istorice ale schimbărilor climatice, rupturile de echilibru provocate de unele excese în activitatea omenească se fac simţite cu bruscheţe, prezentînd unele caracteristici care le apropie de cataclisme ; de aceea şi urmările lor sînt deseori distrugătoare şi greu de stăvilit.

Rupturile de echilibru climatic, considerate ca atare prin perspectiva timpului geologic, duc, paralel cu modificările climei, la treptate adaptări ale climaxului biogeografic. Acesta se înfăptuieşte încă cu mult înainte de a se fi putut ajunge la o adaptare a reliefului la noile condiţii, adică la *o adaptare morfoclimatică*, proces care durează un timp mult mai îndelungat.

Dar în ce constă adaptarea morfoclimatică ? În tranziţia de la un sistem morfogenetic echilibrat la altul, unele elemente ale peisajului de care depinde modelarea se modifică mai repede, altele mai lent. Numai atunci se consideră că s-a ajuns la noua adaptare morfoclimatică cînd întregul sistem de factori care participă la modelare, în legăturile lor interdependente, a ajuns din nou în situaţia de echilibru cu condiţiile climatului.

S-a observat că mai întîi se produce adaptarea vegetaţiei, care se poate realiza doar în cîteva secole. Primele dispar plantele anuale. Se produce un fel de „migrare" a lor, în sensul că se elimină treptat dinspre marginea arealului, unde se fac mai puternic simţite noile condiţii climatice puţin propice, şi se dezvoltă extinzîndu-se treptat spre periferia opusă, unde se mai menţin condiţii favorabile. Adaptarea solurilor, care presupune în primul rînd atacul direct al altor condiţii climatice asupra rocilor sau asupra solurilor existente, se realizează abia în cîteva milenii.

Numai după ce s-a înfăptuit climaxul biogeografic încep să se creeze condiţii de oarecare stabilitate pentru ca relieful să se adapteze la ele. Bineînţeles că se ajunge mai repede la realizarea echilibrului morfoclimatic în regiunile în care învelişul vieţii (vegetaţie şi soluri) lipseşte sau este mai slab reprezentat (de exemplu în pustiu, în tundră etc.), întrucît frîna acestuia este redusă sau anihilată cu totul ; dar şi desfăşurarea proceselor de modelare se face cu mai multă asprime, cu mai multă vigoare.

La sfîrşitul acestui proces evolutiv de adaptare morfoclimatică (ce se desfăşoară după orice ruptură de echilibru climatic), vechiul sistem morfogenetic cu întreg ansamblul său de agenţi denudatori este înlocuit cu altul. De exemplu, ansamblul factorilor care lucrează în climatul temperat, în care predomină modelarea prin apele curgătoare, este înlocuit fie cu sistemul morfogenetic periglaciar sau chiar glaciar, care pun pe primul plan gelifracţia, respectiv eroziunea gheţarilor, fie, în cazul unei tranziţii spre un climat mai cald şi secetos, se scot la iveală agenţii ce lucrează în zona tropicală cu diferite gradaţii de aridizare (eroziune eoliană, *sheet-flood*). Se schimbă astfel treptat şi formele de relief dominante, deci înfăţişarea reliefului. Rareori se ajunge la înlăturarea completă a tiparelor vechiului sistem morfoclimatic ; rămîn de obicei şi forme supravieţuitoare

din vechiul relief. Aşa se explică unele formaţii tipice de pediment în climatul mediteranean (în Spania meridională de exemplu), formele periglaciare tipice sau chiar glaciare la mai mare altitudine din ţinuturile temperate (de exemplu chiar în ţara noastră) etc.

În geomorfologia climatică se acordă în genere o însemnătate deosebită noţiunii de adaptare morfoclimatică. J. Tricart subliniază (28) unele dintre caracteristicile acesteia, şi anume :

— *Valoarea sa generală* aplicabilă la tranziţia dintre oricare sisteme morfoclimatice, întrucît oricare dintre acestea tind să-şi stabilească forme de echilibru corespunzătoare proceselor şi mecanismelor proprii. S-a spus chiar că, aproape fără excepţie, trăsăturile caracteristice de relief deplin înfăptuite reprezintă forme de echilibru.

— *Tendinţa spre permanenţă a formelor* în condiţiile aceluiaşi climat. Cu toată desfăşurarea în continuare a proceselor care le-au sculptat, liniile caracteristice ale acestor forme nu se pierd, ci persistă. De exemplu, prin reculul lor, versanţii abruptţi ai inselbergurilor nu-şi micşorează panta chiar dacă muntele îşi micşorează treptat arealul ce ocupă. La fel acele forme surprinzătoare prin siluetele lor cunoscute sub numele de căpăţîni de zahăr, întîlnite în climatele tropicale ploioase.

— *Panta limită* la care se ajunge prin atingerea stadiului de adaptare morfoclimatică, cînd aşadar morfologia locurilor continuă echilibrat evoluţia lor în cadrul unui anume sistem morfoclimatic. Panta limită se poate determina pe baze statistice pentru fiecare dintre categorii (se poate ajunge chiar la unii indici de valori ale acestor limite ; de exemplu pentru un grohotiş, pentru un con de dejecţie, pentru un versant de surpare etc.). Se înţelege că, deşi panta limită presupune *stabilitate,* cele două noţiuni (pantă limită şi stabilitate) nu se confundă. Stabilitatea nu este niciodată definitivă. Cuvertura vegetală care îmbracă panta joacă un anume rol în asigurarea stabilităţii acesteia. Dar chiar în situaţia atingerii unei pante limite pentru o adaptare climatică dată, care presupune în ansamblul ei un anumit climax cu sau fără pădure, înlăturarea unuia dintre componenţii principali ai echilibrului (de exemplu învelişul vegetal) duce la un nou asalt al proceselor distrugătoare, la tendinţa stabilirii altei pante limită. Ca exemplificare, în cazul unui versant perfect stabilizat faţă de scurgerile pe pante, distrugerea învelişului de pajişte sau de pădure la care s-a ajuns prin adaptarea morfoclimatică atrage după sine o sălbatică ravinare, o desfigurare totală a pantei limită la care se ajunsese în condiţiile de echilibru, devenită prea accentuată faţă de dezechilibrul produs.

Iată explicaţia faptului că panta limită nu are stabilitate decît în condiţiile adaptării morfoclimatice. Procesul care a dus la distrugerea învelişului vegetal specific — indiferent dacă acesta este un proces natural sau antropic — reprezintă o rupere de echilibru, care impune o altă adaptare la noile condiţii create.

Se vede cît de strîns este angrenajul interdependenţei dintre factorii care conlucrează la asigurarea echilibrului şi deci a stabilităţii într-un sistem morfogenetic şi cît de sensibil este acesta la intervenţiile din afară, care pot atinge oricare dintre elementele acestui complex.

Influenţe paleoclimatice. Studiul paleoclimatelor are o deosebită însemnătate în geomorfologie pentru diferenţierea *reliefului rezidual* (format în cadrul unui sistem morfogenetic mai vechi) de cel actual. În cele mai multe părţi ale globului, dar cu deosebire în zona latitudinilor mijlocii, foarte mult din morfologia actuală reprezintă o supravieţuire de forme modelate în cadrul unor sisteme morfogenetice anterioare sau depozite de cuvertură acumulate sub dominaţia altui climat. Am arătat că numai cu 15 mii de ani în urmă Cîmpia Nord-Europeană se afla încă sub platoşa marelui gheţar, că la latitudinea ţării noastre stăpînea un climat de tundră etc. Se apreciază că 2/3 din suprafaţa uscatului au suferit în scurtul interval de timp care s-a scurs de atunci încoace schimbări morfoclimatice fundamentale şi că relieful lor păstrează, cum e şi firesc, multe trăsături din acea perioadă relativ apropiată, cînd acţionau cu totul alţi agenţi modelatori.

Dar în afară de aceasta, studiul paleoclimatelor şi al influenţei acestora asupra morfologiei locurilor prezintă importanţă şi pentru definirea echilibrului actual al terenurilor rezultate de pe urma adaptărilor sau readaptărilor morfoclimatice succesive produse după schimbările atît de radicale ale climei. Aceasta ne poate da indicaţii preţioase asupra stabilităţii în care se află diferitele formaţiuni de terenuri în situaţia adaptării morfoclimatice actuale şi deci asupra rezistenţei lor faţă de atacurile agenţilor modelatori ai sistemului morfogenetic actual. Nu se poate neglija însă nici importanţa acestor studii cu referire la paleoclimatele mai vechi (terţiare şi chiar preterţiare), întrucît cele mai multe şi mai caracteristice peneplene par să nu fi putut lua naştere, după cum arată cercetările recente, decît în perioade geologice depărtate, în care predominau cu totul alte condiţii morfoclimatice, capabile să le fi putut nivela.

Mijloacele de identificare a paleoclimatelor s-au dezvoltat şi amplificat mult în vremea din urmă, astfel că acestea se pot determina cu multă precizie şi urmări în succesiunea lor normală.

Menţionăm între acestea: *analizele de polen şi spori* din cuprinsul turbăriilor şi din solurile humice, pe baza cărora se pot stabili asociaţiile vegetale ale vremurilor trecute cu componenţa lor pe specii şi deci indirect pot să se precizeze condiţiile climatice în care acestea s-au dezvoltat; studiul *solurilor fosile*, care, după variantele de coloraţie şi compoziţie, pot da indicaţii directe asupra climatelor din perioada formării lor. Astfel, solurile roşii de tipul *ferretio* din Italia de nord atestă un climat mai cald decît cel actual şi relativ uscat, iar cele de tipul *crasnoziomului* din Gruzia apuseană condiţii de climă mai caldă, dar relativ umedă, cu ierni blînde; solurile fosile de tipul *cernoziomului* indică un climat semiarid de stepă cu acumulare de humus etc. Mai recent s-a trecut şi la *metoda studierii mîlurilor* din lacurile aflate la periferia inlandsisului, prin urmărirea alternanţei depunerilor sezoniere (depunerile de iarnă cu predominarea mîlurilor organice iar a celor de vară cu predominarea depunerilor detritice datorite topirii intense a gheţarului), succesiunea acestor strate, foarte subţiri, stînd la baza unei cronologii de mare precizie. Se foloseşte de asemenea, independent sau în completarea metodei precedente, *studiul dezintegrării izotopului* 14 al *carbonului* (324) pentru stabilirea de mare precizie a cronologiei perioadelor mai recente[1]. O nouă metodă pentru sta-

[1] Metoda C^{14} este extrem de utilă pentru urmărirea cronologiei cuaternarului. Analizele se pot extinde în trecut pînă la 50 000 şi chiar pînă la 70 000 de ani, cu aproximaţie de cel mult ± 100 de ani.

bilirea paleoclimatelor se bazează pe studiul *mîlurilor cu globigerine*, care s-a aplicat la Marea Caraibilor[1]. La cele de mai sus se adaugă *metoda datărilor preistorice*, cu substanţiale contribuţii pentru stabilirea paleoclimatelor.

Identificarea mai generală a caracteristicilor paleoclimatelor s-a putut extinde pînă la cele mai depărtate vremuri geologice (în primul rînd pe baze paleontologiče, a studiului formaţiunii de roci, a depunerilor coraligene etc). Astfel s-au putut identifica unele perioade cu totul caracteristice prin climatele lor pentru modelarea unor forme de relief specifice ; de exemplu triasicul (cu o climă tropicală uscată şi uniformă, cu depunere de roci cu coloraţie intens roşie datorită oxidaţiilor puternice care au avut loc, cînd s-a produs şi modelarea suprafeţei de eroziune post-herciniană din Europa centrală şi vestică, ori din partea meridională a Americii de Nord), începutul paleogenului (cînd într-o fază de climat tropical succesiv uscat şi umed au luat naştere în părţile de vest ale Europei soluri lateritice şi suprafeţe de nivelare caracteristice) etc.

Dar cu mult mai importante pentru geomorfologie sînt paleoclimatele mai apropiate de noi. Astfel, terţiarul, în cea mai mare parte a lui, a fost dominat în părţile Europei centrale de un climat cald, cu temperaturi medii anuale de peste 20°, adică asemănătoare cu cele intertropicale de astăzi. Numai în ultima lui parte şi cu deosebire în pliocen aceste temperaturi au coborît în jur de 10°C, adică apropiate de cele actuale, după care au început marile oscilaţii termice cuaternare, prima perioadă de frig mai accentuat fiind cea din villafranchian. (Nu urmărim cronologia glaciaţiilor cuaternare în ea însăşi, care este de altfel destul de controversată.)

La cronologia glaciaţiilor alpine întocmită de A. Penck şi Brücker atît de binecunoscută — Günz, Mindel, Riss, Würm —, unii cercetători au adăugat o a cincea perioadă glaciară anterioară numită Donau. În Cîmpia Nord-Europeană, deci în domeniul inlandsisului, au fost stabilite doar trei perioade de extensiune glaciară : Elster, Saale, Vistula. S-au stabilit şi paralelisme între cele două cronologii — ale gheţarilor de munte şi continentali. Dar paralelizările acestea nu corespund peste tot. În Alpii francezi de exemplu, n-au putut fi identificate decît două dintre cele patru glaciaţii (Riss şi Würm), la care s-a adăugat o fază mai veche villafranchiană. În Carpaţi nu s-au putut identifica decît două faze glaciare, care par să corespundă de asemenea cu Riss şi Würm (265).

S-au emis păreri care arată că extensiunea glaciaţiilor nu a corespuns perioadelor de răcire, care au fost în genere relativ uscate, ci dimpotrivă cu perioade mai călduţe, dar umede, şi că instalarea unor calote glaciare în asemenea condiţii ar fi provocat o instalare de mase de aer rece anticiclonale. Cu alte cuvinte, că n-ar fi existat paralelism între oscilaţiile climatice şi perioadele glaciare. De aici încep marile controverse, la care adepţii teoriei clasice au adus noi şi preţioase dovezi faptice. Nu insistăm asupra acestora, cu toate că prezintă în genere aspecte interesante, întrucît ele nu ating direct problema ce urmărim aici.

Pentru lămurirea problemei readaptării morfologiei în urma schimbărilor climatice şi a definirii gradului de echilibru la care s-a ajuns pe această cale,

[1] După care s-au putut preciza, pe baza variaţiilor de temperatură, cronologia cuaternarului pînă la interglaciarul Mindel — Riss (circa 130 000 — 175 000 ani).

este suficient să se urmărească aici situaţia actuală a stărilor climatice în comparaţie cu cele ale ultimei perioade glaciare. Pentru aceasta luăm ca bază excepţionala sinteză a lui J. Büdel (315), în care se fixează caracteristicile paleoclimatelor la diferite latitudini în perioada celei mai recente glaciaţii postwürmiene. Din datele de bază existente se infirmă ipotezele după care extensiunea gheţarilor s-ar fi datorat creşterii pluviozităţii ; cauza primordială este fără îndoială răcirea climatului. Ulterior, ca o consecinţă a extensiunii gheţarilor, frigul s-a putut accentua printr-un fel de autocataliză. De altfel, majoritatea datelor adunate arată că în perioadele glaciare precipitaţiile erau mai reduse decît în perioadele interglaciare la latitudinea Europei centrale, întrucît şi evaporaţia era mult stînjenită de îngheţ. Totuşi eroziunea — dincolo de periferiile inlandsisului — nu era mai redusă din cauza aceasta, întrucît învelişul vegetal era rar şi discontinuu ca în tundra actuală şi la rîndul ei infiltraţia era limitată din pricina îngheţului peren al solului pe de o parte, din cauza coborîrii generale a nivelului de bază al mărilor pe de altă parte.

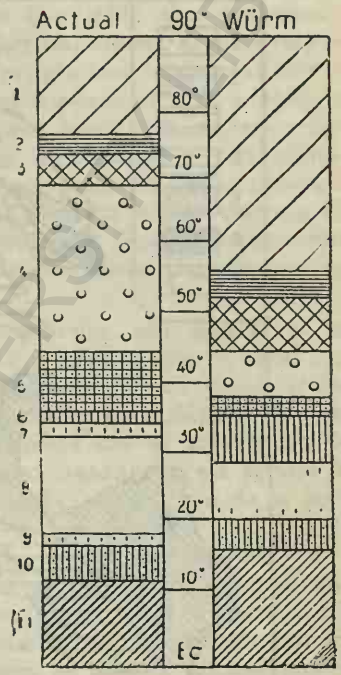


Fig. 251. — Schema zonelor de climă şi vegetaţie în ultima perioadă glaciară (Würm), comparativ cu cele actuale (după J. Büdel) pentru longitudinea Europei de vest. *1*, Gheţar ; *2*, înghețuri ; *3*, tundră ; *4*, păduri temperate oceanice ; *5*, machia mediteraneană ; *6*, stepă ; *7*, zonă subdeşertică ; *8*, pustiu; *9*, zone subdeşertice ; *10*, savană ; *11*, pădure ecuatorială.

Dar răcirea climei, cu urmările morfoclimatice respective, nu s-a produs cu egală intensitate în toate zonele globului, ci mai puternic în actualele regiuni temperate şi mai slab în ţinuturile tropicale de astăzi. După autorul citat (fig. 251), întinderea calotei glaciare pînă spre 55° latitudine nordică a dus la împingerea spre sud şi la îngustarea teritorială a întregii succesiuni de zone climatice pînă la cea tropicală, astfel : în actuala zonă temperată partea de nord avea un climat polar şi era supusă modelării gheţarului, iar mai la sud stăpînea un climat periglaciar mult mai uscat decît cel actual cu regim de tundră supus unei modelări prin precumpănirea proceselor de gelivaţie pînă spre 45° latitudine. Ţinuturile mediteraneene erau dominate de un climat temperat rece în care limita superioară a pădurii urca în Italia meridională doar la 1 200 m, pe munţii înalţi sălăşluind gheţarii, fenomenele periglaciare, prin procese de solifluxiune şi de gelifracţie, manifestîndu-se pînă aproape de nivelul mării. În zona tropicală deşertică era un climat mai umed decît cel actual, astfel că ea era acoperită cu o vegetaţie ierboasă, era străbătută de rîuri şi fluvii, iar pe alocuri existau chiar mari lacuri. Porţiunile aride erau restrînse în interiorul continentului african. Paralel, zona de pluviozitate ecuatorială şi cea a savanei se întindeau mai mult spre tropice decît astăzi.

Dacă în legătură cu unele amănunte s-au putut aduce critici şi completări schemei lui J. Büdel, în liniile ei mari şi cu deosebire în privinţa caracteristicilor zonei temperate şi mediteraneene aceasta este considerată ca o analiză temeinică.

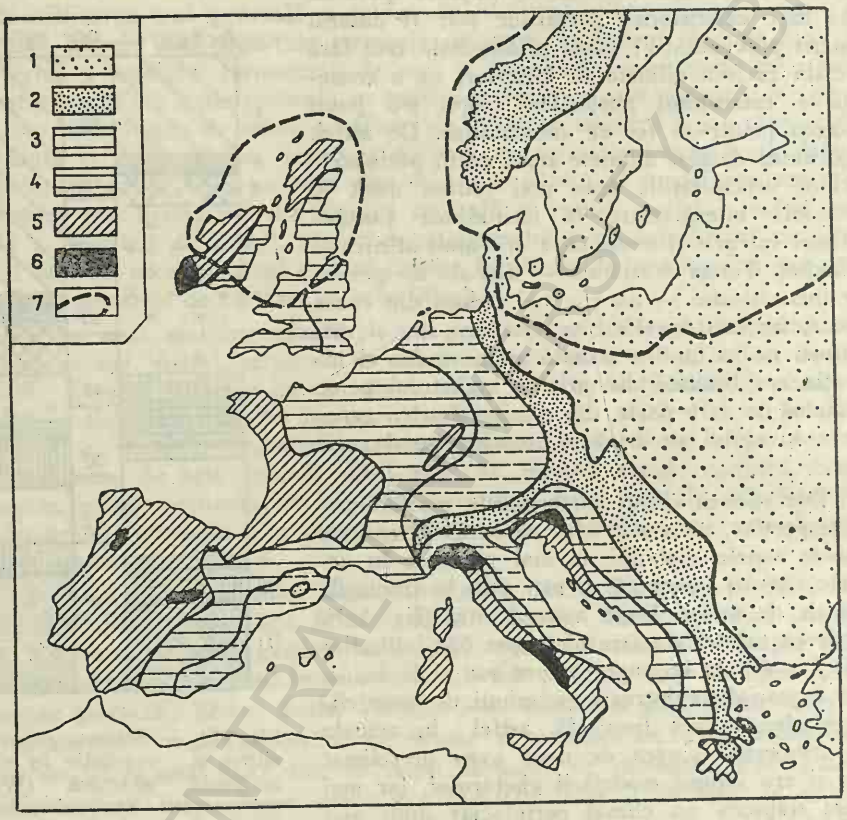


Fig. 252. — Schema repartiţiei pluviozităţii în maximum würmian, comparativ cu cea actuală (după A. Klein, 1952). Peste tot precipitaţii mult mai reduse decît actual: *1*, 20—30% din media anuală actuală; *2*, 30—40%; *3*, 40—50%; *4*, 50—60%; *5*, 60—70%; *6*, 70—80%; *7*, limita calotei glaciare.

Într-o lucrare mai recentă (316), aplicînd metoda C^{14} îmbunătăţită treptat (prin care a ajuns a se estima durata totală a perioadei Würm de la circa 30 000 de ani cît i se atribuia mai înainte la circa 75 000 de ani şi chiar peste 80 000 de ani) J. Büdel a paralelizat aceste date cu cele rezultate din studiul loessurilor. Prin aceasta el a dovedit cu precizie că la sud de periferia inlandsisului european, în perioada de maximă înaintare, domnea un climat umed şi rece, totuşi cu pluviozitatea în genere mai redusă decît cea actuală din Europa apuseană, iar în bazinul dunărean chiar un climat secetos (fig. 252), cu mari amplitudini termice, analog celui din Podişul Iranului de astăzi, condiţii extrem de favorabile pentru

depunerea loessului sub influența vînturilor uscate de NV de tipul föhnului (vînt asemănător celui din Spania răsăriteană de astăzi). Abia după retragerea inlandsisului a început depunerea loessului și pe vasta Cîmpie Nord-Europeană, mlăștinoasă, eliberată de gheţar [1].

Din examinarea ansamblului, rezultă că în unele zone terestre procesele de modelare a reliefului au suferit schimbări radicale (fig. 252). Cea mai caracteristică sub acest raport este zona temperată, care, într-un interval de timp relativ scurt, a trecut de la sistemul modelării glaciare și periglaciare la sistemul modelării actuale. Repetarea acestor schimbări în decursul cuaternarului, cu adaptările și readaptările succesive la fiecare dintre oscilațiile mai importante, a creat reliefului un caracter *poligenetic* (în sens morfoclimatic). În regiunile în care schimbările climatice au fost minime (ţinuturile polare, mare parte din cele ecuatoriale și subecuatoriale), modelarea reliefului, în care au persistat vreme îndelungată aceiași agenţi și s-au încadrat în același sistem morfogenetic încă din terţiar, este un relief *monogenetic* (eventual cu foarte depărtate supraviețuiri de forme terţiare, cretacice sau chiar mai vechi).

Pentru descifrarea morfologiei regiunilor poligenetice, este necesar să se urmărească mecanismele readaptărilor morfoclimatice. Acestea sînt cu atît mai pregnante și în același timp mai înlesnite în desfășurarea lor, cu cît oscilațiile climatice au dus la alternarea unor sisteme morfogenetice cu dominanţe diferite (mecanice sau de dezagregare pe de o parte, biochimice sau de alterare pe de alta). Caracteristică sub acest raport a fost nu numai tranziţia ce s-a produs în zona temperată de la modelarea periglaciară și respectiv glaciară mai de la nord la cea actuală, ci și în alte zone ale pămîntului (în cea tropicală aridă, de la regimul de stepă cu ploi la cel al pustiurilor actuale ; în cea intertropicală, de la pustiu și respectiv semideșert la savană și pădurea actuală). În toate aceste situaţii, schimbările în mecanismul modelării constau în aceea că în sistemul morfogenetic cu *dominanţă chimică* se creează eluvii groase datorită alterării adînci, formîndu-se astfel materiale relativ lesne de pus în mișcare, pe cînd în sistemul morfogenetic cu *dominanţă mecanică* (fără îndoială în primul rînd datorită gelifracţiei) iau naștere tăpșane groase de sfărîmături care se fixează prin instalarea vegetaţiei, pe care se dezvoltă solurile. După J. Tricart, schimbări mai importante au loc în perioada de dominanţă mecanică, mai ales cînd aceasta este pregătită printr-o perioadă dominantă a proceselor chimice. Dimpotrivă, în perioadele în care se instalează un înveliș vegetal dens, relieful bine fixat și protejat suferă slabe modificări. Sînt perioadele care favorizează supraviețuirea formelor sculptate în perioada anterioară de morfogeneză cu dominaţie mecanică (de exemplu a formelor glaciare de sub fostul inlandsis sau a gheţarilor de munte ori, în altă zonă morfoclimatică, a inselbergurilor ce supraviețuiesc astăzi în climatul pădurilor intertropicale) (28).

Fenomenele urmărite în legătură cu readaptările morfoclimatice și cu supraviețuirea unor forme au și o mare însemnătate practică. În foarte multe locuri, solurile existente s-au dezvoltat în condiţii diferite de cele actuale, faţă de care

[1] Pentru unele paralelizări cu schimbările paleoclimatice petrecute în continentul nord-american M. Ewing și W. L. Donn (320) analizează îndeosebi schimbarea bruscă petrecută cu 11 000 de ani în urmă la sfîrșitul perioadei Wisconsin.

nu se află încă bine adaptate, astfel că sînt lesne expuse eroziunii. Cea mai neînsemnată intervenţie în acest echilibru instabil, înlăturarea pădurii sau chiar numai a pajiştii, poate dezlănţui eroziunea în formele ei cele mai distrugătoare (ţinutul mediteranean este tipic sub acest raport). A fost suficient suprapăşunatul din perioada antică pentru a se înlătura prin denudaţie întreaga pătură de sol, altfel destul de subţire, format în alte condiţii climatice, iar versanţii din Italia de sud, din Sicilia şi din multe părţi ale Spaniei să prezinte astăzi roca la zi şi solurile complet distruse. „Agricultura actuală — scrie J. Tricart — trăieşte pe seama unui adevărat capital de orizonturi mobile inactuale, incapabile a se forma din nou dacă sînt distruse. Viitorul este al popoarelor care ştiu să le menajeze şi nu să tragă un supraprofit pe seama viitorului prădîndu-le" (28).

Pe drept cuvînt a fost asemănată trecerea la agricultură în asemenea regiuni de echilibru instabil cu trecerea de la o fază de morfogeneză chimică la o fază de morfogeneză mecanică. Solurile trec şi ele printr-un adevărat paroxism de intensificare a distrugerii lor, care este tocmai ceea ce s-a numit *eroziune accelerată*. Iată pentru ce, cu deosebire în condiţii de pantă, se cere o mare atenţie la aplicarea lucrărilor de ordin economic (defrişare, deşteleniri, schimbarea destinaţiei unei fîneţe în păşune etc.) cînd se poate produce un dezechilibru în complexul natural local. De altfel agrotehnica cuprinde principii a căror aplicare reduc sau anihilează cu totul pericolul dezlănţuirii eroziunii accelerate : numai că acele principii trebuie respectate consecvent în practică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. IV. ROLUL FACTORULUI ANTROPIC

Cu toate că din punct de vedere biologic omul trebuie privit ca o parte componentă a mediului, fiind el însuşi influenţat de legile naturii din propria-i fiinţă şi din afara lui, prin activitatea lui organizată şi conştientă, dar mai ales prin amploarea la care a ajuns aceasta în ultimele veacuri, el nu mai poate fi considerat un simplu component al peisajului geografic, ci o nouă forţă în modificarea elementelor naturii, un factor esenţial în modificarea învelişului geografic, alături de ceilalţi agenţi modelatori ai scoarţei.

Fără îndoială că omul nu poate anula legile naturii şi nici nu poate crea altele noi. Chiar transformată de societate, natura va continua să se dezvolte după legile ei. Prin acţiunile sale, omul nu poate zăgăzui desfăşurarea acestor legi şi, dacă strict local se poate întîmpla aşa ceva, forţele oarbe ale naturii se dezlănţuie în altă parte cu mai multă intensitate ca la orice ruptură de echilibru. Prin aceasta omul poate doar frîna pe alocuri intensitatea manifestărilor naturii sau devia sensul proceselor naturale, precum poate de asemenea amplifica în altă parte aceste manifestări.

Prin rupturile de echilibru provocate, acţiunile omului (ne referim bine-înţeles la omul încadrat în societate) se manifestă direct sau indirect prin modificări în climat, care continuă acţiunile începute, generalizîndu-le pe întinderi mai mari, creînd, ca într-un angrenaj complicat, răsfrîngeri uneori foarte depărtate. Prin arderea în industrie, transporturi, locuinţe a unor uriaşe cantităţi de combustibili acumulaţi în adîncurile scoarţei terestre timp de milioane de ani şi prin alte procese asemănătoare, omul acţionează direct asupra climatului. Prin înlăturarea cuverturii vegetale de pădure sau de pajişte, pe mii şi mii de hectare, ori prin punerea în cultură a unor întinderi considerabile de soluri, creează condiţii care contribuie indirect, deşi poate şi mai intens, la modificările climatice. Iată pentru ce rolul factorului antropic trebuie cercetat mai totdeauna prin perspectivele geomorfologiei climatice.

Astăzi geografia fizică nu se poate concepe fără a se lua în considerare rolul societăţii omeneşti. Majoritatea autorilor rezervă un loc însemnat în tratatele lor de geografie fizică generală sau de geomorfologie factorului om, considerat factor morfogenetic esenţial şi suficient pentru a genera nu numai forme izolate de relief, dar a crea chiar ansambluri cu o anume dinamică proprie, a crea un sistem morfogenetic deosebit, *sistemul antropic*. Analiza reliefului şi a dinamicii modelării lui, fără punerea la contribuţie a factorului antropic, ar fi pentru cea mai mare parte a suprafeţei uscatului incompletă şi ar putea duce la noţiuni false, neconforme cu realitatea.

Întrucît problema în sine este nouă, trebuie arătat mai întîi în ce măsură omul poate fi considerat un factor de modelare al reliefului, apoi modul în care se desfăşoară eroziunea antropică şi răspîndirea ei pe marile zone terestre.

Omul, factor de modelare a reliefului. Dacă un timp îndelungat, în postglaciar, pe treptele inferioare ale societăţii omeneşti, acţiunea antropică asupra naturii era slabă şi izolată, ea a crescut treptat, ajungînd să ia proporţii regionale şi chiar zonale încă din perioada sclavagistă, cînd s-a trecut la lucrări de mari proporţii prin defrişări, construcţii de sisteme de irigaţie, trecerea la agricultură pe mari întinderi etc. Efectiv însă, mai ales în ultimele secole, datorită activităţii industriale, dezvoltării urbanistice în proporţii necunoscute, construcţiei unei dense reţele de căi ferate şi rutiere, cu mari lucrări de artă pe care acestea le necesită (poduri, viaducte, tuneluri, debleuri etc.), intervenţia omului pe suprafeţe relativ întinse a ajuns să egaleze, ba chiar să depăşească în amploare, pe ceilalţi factori de modelare. Importanţa intervenţiei omului în natură, prin modificările ce rezultă dintr-o eroziune specifică şi depunerea corespunzătoare, a fost comparată cu cea care s-a produs sub înrîurirea oscilaţiilor climatice cuaternare.

Abia în faza contemporană, intervenţia directă a omului asupra climatului ia proporţii asemănătoare factorilor naturali. Prin activitatea industrială şi viaţa citadină din marile oraşe, omul intervine în mod nemijlocit asupra climei locale. Marele oraş actual, cu străzile lui pavate, cu mulţimea zidurilor şi a acoperişurilor de beton sau metal, enorme suprafeţe care se încing în timpul zilei sub intensa radiaţie solară primită direct, se comportă ca un pustiu. Deosebirea este că în timpul nopţii radiaţia nu se produce tot atît de intens ca în pustiu, datorită vălului de fum, de praf, de cenuşă, de gaze emanate de mulţimea autovehiculelor, de coşurile fabricilor etc. ce plutesc deasupra marilor oraşe ca un văl de ceaţă care limitează pierderea căldurii acumulate în cursul zilei. În timpul iernii se mai adaugă căldura emisă de locuinţe, conducte, mijloace de transport, mulţimea oamenilor etc.[1], astfel că în genere temperatura medie anuală în marile oraşe este de regulă de la 0,7°C pînă la 2°C mai ridicată decît în împrejurimi. De exemplu la Leningrad este cu 0,5—0,9°C mai cald decît în cîmpul din jur, la New York diferenţa aceasta este şi mai ridicată, variind între 1,1 şi 1,8°. În regiunile puternic industrializate, cu mari conurbaţii ea se produce pe sute şi mii de km².

De o şi mai mare amploare, influenţînd atmosfera în general, trebuie considerată arderea uriaşelor cantităţi de combustibil în industrie, mijloacele de transport, încălzirea locuinţelor etc[2]. S-a calculat că, în vremea din urmă, din aceste arderi se degajează anual în atmosferă aproape 2 miliarde t de carbon. Ţinînd seamă că înainte de perioada actuală de industrializare şi urbanizare se înregistra în circuitul carbonului în natură o scădere continuă a CO_2 din atmosferă, datorită absorbţiei enorme de către plantele verzi (circa 17 miliarde tone de carbon anual), aportul acesta în continuă creştere datorit activităţii umane, care în prezent reprezintă cam o optime din aceste pierderi, adăugat la celelalte mari surse de prime-

---

[1] Înregistrările arată că la latitudinea Europei centrale cantitatea de căldură emisă de aceste surse reprezintă în medie anuală 12—15 kilocalorii pe cm² (faţă de circa 52 kilocalorii pe cm² cît se primeşte de la soare la acea latitudine) şi că în timpul iernii această cantitate de căldură o egalează sau chiar o depăşeşte pe cea primită de la soare.

[2] Anual se consumă în lume 2,5 miliarde t de cărbuni, 730 mil. t de petrol, în afara altor cantităţi de gaze naturale, de lemne, şisturi bituminoase şi alţi combustibili. Pentru a ne da seama de mărimea cifrelor acestora, menţionăm că întreaga cantitate de cărbuni extrasă în ţara noastră într-un an se consumă în lume în ceva mai mult de o zi, iar cantitatea de petrol produsă în ţara noastră este consumată în 5 zile.

nire a lui (respirația nocturnă a întregii lumi vegetale, descompunerile de pe sol și din sol etc.), duce la o creștere continuă a procentului de CO_2 în aerul atmosferic. Se cunoaște rolul termic pe care-l prezintă existența acestui gaz în atmosferă, datorită proprietății particulelor lui de a absorbi razele termice (cu lungimi de undă cuprinse între 12,9 și 17 μ), precum și faptul că la o dispariție totală a acestui gaz temperatura medie anuală a atmosferei ar scădea cu 21°C, iar la o dublare a cantității lui actuale temperatura medie anuală ar crește cu 4°C. Așa fiind, se explică (desigur că alături și de alți factori de periodicitate ce intervin) încălzirea treptată a climatului care se înregistrează în perioada actuală.

În afară însă de bioxidul de carbon, arderile arătate emit în atmosferă și alte gaze (sulfură de carbon, acid clorhidric), particule fine de cenușă, praf etc. Datorită acestui lucru centrele și regiunile industriale au fost comparate cu niște vulcani în erupție. S-a calculat de exemplu că în zona atît de puternic industrializată a Sileziei superioare, unde pe o suprafață de 2 370 km² se află circa 670 de uzine și fabrici în care se ard anual 12 mil. t de combustibili, se emit anual în atmosferă (în afară de CO_2) circa 170 mii t de sulfură de carbon, 650 mii t de funingini etc. (331). Nici arborii nu pot rezista în marile orașe industriale, ba nici chiar lichenii cunoscuți prin rezistența lor. Pînă și metalele suferă o coroziune mult mai intensă decît în aerul curat de la țară (la cupru de 5 ori mai mare, la zinc de 9 ori mai mare etc.). În aceste condiții, alterarea rocilor este puternic întețită. Ele se macină mult mai repede, înlesnind și desfășurarea celorlalte procese de modelare anexe, dar procesele acestea nu se resimt numai în imediata vecinătate a centrelor industriale, ci cuprind întinderi cu mult mai mari. Astfel în Anglia se precipită anual pe sol din atmosfera îmbîcsită de emanațiile industriale și urbane 2 mil. t de funingine, ceea ce reprezintă în repartiție teritorială circa 144 t/km². Exemplele se pot înmulți. Ruhrul, Bazinul Donețului, regiunea Pittsburgului și multe alte regiuni industriale repetă în proporții diferite procesele arătate.

Nu însă numai prin intermediul climei, ci chiar direct asupra reliefului intervențiile antropice pot produce modificări de mari proporții în peisaj. Prin arături, omul transformă anual peste 3 000 km³ de soluri naturale în pămînturi afînate în care se schimbă radical condițiile de aerare, de umiditate, procesele biologice etc. Astfel prelucrat, solul devine un corp străin în mediul natural dinaintea prelucrării agricole, care implică un alt regim al infiltrării apelor meteorice, un alt regim al scurgerilor, alte posibilități de evaporare și de înmagazinare a apei, a substanțelor minerale, o mult mai slabă coeziune și rezistență la eroziune etc. Iată de ce în ținuturile cultivate morfogeneza este cu mult mai activă, prezentînd viteze enorme în procesele de ablație și acumulare. S-a citat în altă parte cazul Insulindei unde viteza medie a ablației atinge 3 mm pe an, ceea ce corespunde cu 3 m pe mileniu; și aceasta pe suprafețe care ajung pe alocuri pînă la 1 000 km². În unele regiuni din Java, eroziunea fluviatilă înlătură anual o pătură de aproape 1 mm de sol, pe care-l aluvionează în lunci și la vărsare (28). Desigur acestea sînt valori record, dar în multe dintre regiunile cultivate denudația nu rămîne cu mult mai prejos.

Calculînd cantitatea depunerilor din diferitele bazine fluviale, rezultă cifre surprinzătoare în legătură cu ablația ce are loc. S-a constatat, de exemplu, că în cantitatea medie anuală a aluviunilor purtate în suspensie de către Dunăre s-a produs o creștere bruscă la sfîrșitul secolului al XVIII-lea. Aceasta se explică

prin faptul că în acea perioadă s-a trecut în majoritatea ţărilor Europei centrale (reprezentînd bazinul mijlociu al fluviului) de la păstorit la culturile agricole. Atunci s-a produs şi la vărsarea fluviului în mare o modificare însemnată : începe a se forma delta secundară de la gura Chiliei, care a crescut apoi treptat în măsura extinderii arăturilor şi în bazinul inferior al fluviului, în Cîmpia Română şi Moldova în secolul al XIX-lea. Cele circa 80 mil. t de aluviuni aduse anual de Dunăre şi depuse la vărsare (fig. 253), raportate la întreg bazinul fluviului, arată că se denudează anual cîte 98 t de sol de pe fiecare km² teritoriu.

La fel de importante sînt modificările rezultate de pe urma marilor defrişări, care au dus la degradarea şi pustiirea unor întinderi considerabile de terenuri în ţinuturi mediteraneene, în Asia apuseană, în Mesopotamia, în vestul american, în China etc. La fel, însă cu rezultate inverse, trebuie privită extensiunea sistemelor de irigaţie în zonele aride, care au ajuns să ocupe în prezent peste 100 mil. ha pe întreg globul, schimbînd cu totul nu numai aspectul peisajului local, dar şi condiţiile pedoclimatice şi chiar biologice. La fel sînt şi lucrările de asanare şi drenare a regiunilor mlăştinoase (peste 50 mil. t ha pe glob) cu desecări de teritorii cu exces de apă, ceea ce reprezintă de asemenea rupturi de echilibru în natură.

Exemplele acestea se pot înmulţi. Ceea ce rezultă din ele este că rupturile de echilibru, provocate prin acţiunile antropice, reprezintă elemente de peisaj geografic. Dacă ele pot avea pe alocuri doar dimensiuni restrînse (limitate la un povîrniş, la o vale, la diverse forme de microrelief), ele ajung în multe locuri ale globului să creeze tipare specifice pe întinderi de mii de km² şi chiar zonale. Iată pentru ce morfogeneza antropică s-a definit drept acţiunea de adaptare declanşată printr-o modificare a echilibrului morfoclimatic provocat de om.

Dar morfogeneza antropică nu este o modelare care se încadrează în vreunul dintre sistemele morfogenetice naturale arătate ; ea prezintă o serie de caractere proprii care-i dau valoarea unui sistem aparte, original. În cadrul ei se regăsesc în embrion majoritatea dintre modurile de activitate ale agenţilor denudatori, numai că acestea se prezintă fie în forme de accentuare paroxistică a modurilor de lucru ale fiecăruia, în ritmuri de dezlănţuire anarhică şi nestăvilită, fie frînate sau chiar anihilate în alte locuri prin construcţii puternice. De aici cuprinderea proceselor respective — într-o vedere mai mult intuitivă decît sistematică — într-o grupare aparte cunoscută în bibliografia curentă prin termenul de *eroziune accelerată* sau prin cel mai incorect încă de *eroziune*. Denumirea este criticabilă în primul rînd întrucît nu este vorba doar de eroziune, deci de denudare sub diferitele forme pe care aceasta le poate lua, ci şi de procesul corelat în natură al transporturilor şi mai ales al acumulărilor de materiale, cel puţin tot atît de importante pentru morfologie, cu alte cuvinte de un adevărat *sistem morfogenetic* şi nu de acţiuni unilaterale. Întrucît însă termenul de eroziune accelerată este prea intrat în uz şi are avantajul de a crea imaginea unei ritmice proprii, îl menţinem.

Modul de manifestare şi limitele eroziunii antropice. Nu orice intervenţie antropică în natură produce modificări care interesează problema de faţă ; căci nu orice construcţie se comportă ca un corp străin dăunător desfăşurării normale a proceselor naturale locale, ci numai cele ce produc rupturi de echilibru în

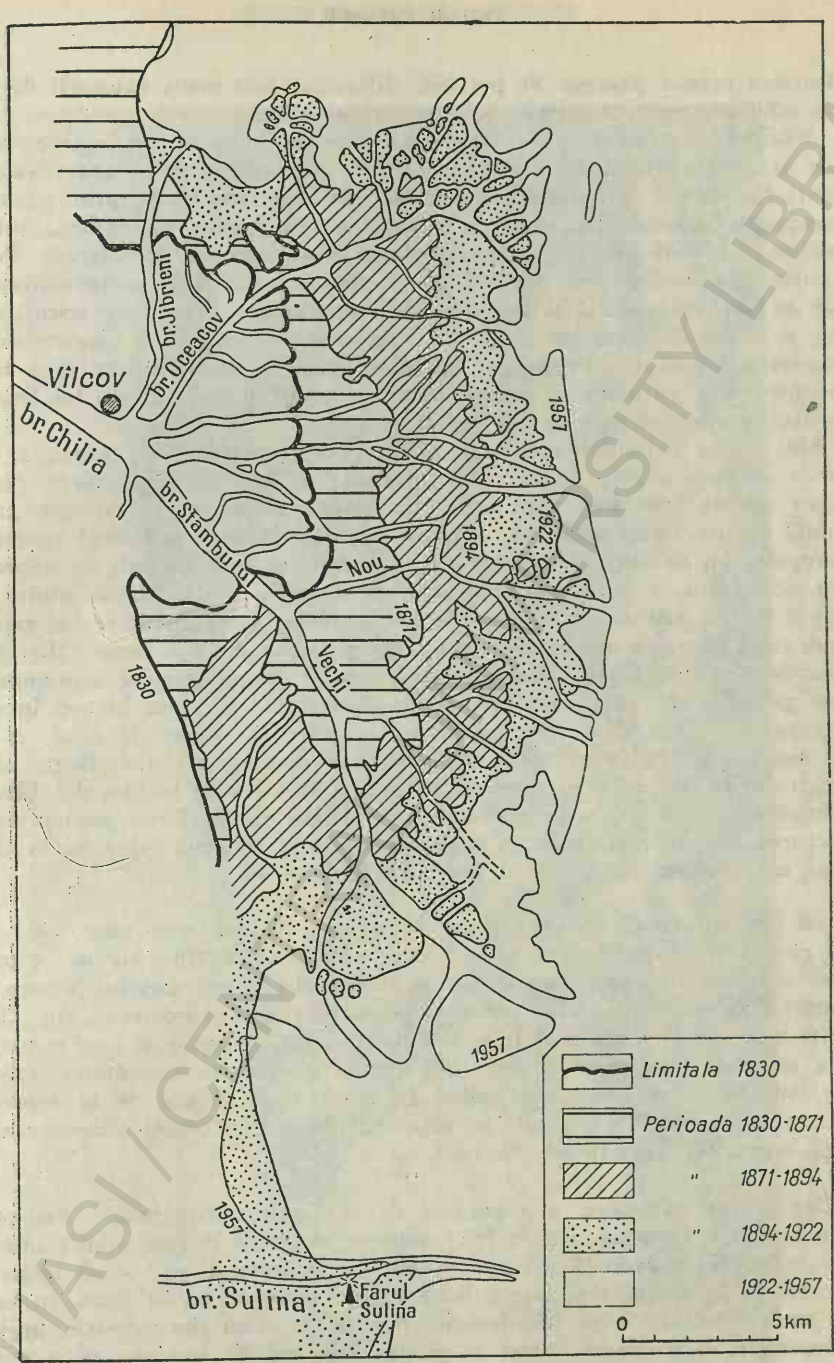


Fig. 253. — Creşterea deltei secundare a Chiliei, începînd de la sfîrşitul secolului al XVIII-lea, o dată cu extinderea arăturilor în bazinul dunărean.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

desfăşurarea acestor procese. Se pot însă diferenţia mai multe categorii de rupturi de echilibru, care pot avea consecinţe morfogenetice.

Modificările climatice antropice (generate de industrii, de marile centre urbane şi de conurbaţii etc.) sînt în genere mai difuze, mai generalizate pe întinderi fără limite teritoriale precise. Acţionînd în mare parte prin schimbări în compoziţia aerului, cu creşterea procentului de bioxid de carbon, sulfură de carbon, funingini etc., se intensifică la extrem procesele de alterare. Pe de altă parte, prin modificarea temperaturii în sensul accentuării continentalismului termic, se dezvoltă paralel şi procesele de dezagregare (fisurări şi descojiri ale rocilor şi chiar ale zidurilor de piatră construite de om). Prin uscarea solului ca urmare a evaporaţiei intense, se înlesneşte deflaţia, ceea ce duce la o triere granulometrică a particulelor superioare ale solului, cu îmbogăţirea lui treptată în particule grosiere rămase pe loc.

Mai precis delimitate teritorial şi deci de suprafeţe mai restrînse, sînt *rupturile de echilibru gravitaţionale* pricinuite de exploatările miniere, cariere etc. Iau naştere îndeosebi porniturile din categoria surpărilor, cu apariţia la suprafaţă a unor forme specifice de pîlnii sau de complexe mai largi teritoriale cu neregularităţi de microrelief care creează *pămînturi rele* tot atît de improprii pentru agricultură ca şi pentru construcţii, de exemplu dealul Maleia dintre Petroşeni şi Petrila, sau de mult mai mare amploare în locurile unde se fac exploatări sub cerul liber (exemplu minele din Transvaal sau din alte locuri) (fig. 254). Au loc de asemenea tasări progresive şi *fenomene pseudotectonice* suprapuse reţeaua galeriilor de mină, care pe alocuri, de exemplu pe valea Meusei în zona ei accentuat industrială, se înfăţişează ca adevărate *subsidenţe de fund,* ce pot depăşi mai mulţi metri amplitudine (28). Săparea unor galerii, a dezlănţuit chiar alunecări-surpări de proporţii catastrofale, cum a fost cea de la Elm din Elveţia. În terenurile cu vechi exploatări de sare părăsite, iau naştere forme pseudocarstice cu microrelief specific şi chiar cu acumulări lacustre de felul celor de la Ocna Sibiului, unde exploatările saline au fost părăsite de secole.

La fel sînt vechile saline părăsite de la nord de Tg. Ocna, unde, pe lungime de circa 1 km, între dealuri, se văd hăurile de la Ocna Tîlharilor de pe pîrîul Grebleş sau cele cu numeroase doline şi lacuri din lungul pîrîului Vîlcica, cu exploatări străvechi datînd din vremuri romane şi chiar preromane (301). Chiar în rocile vulcanice cu exploatări în galerii de-a lungul filoanelor se produc surpări care la suprafaţă iau forme caracteristice, cum sînt cele din vecinătatea oraşului minier Baia Sprie, cu despicături adînci în munte care se văd de la depărtare sau cu excavaţii circulare cu mici lacuri avînd apa de un colorit albastru-siniliu, datorită alterării calcopiritelor din rocă.

Din aceeaşi categorie, a rupturilor de echilibru gravitaţionale, fac parte supraîncărcăturile cu materiale de felul *haldelor* de steril la exploatările miniere (*terrils* în fr.), care exercită presiuni asupra fundamentului, provocînd tasări de felul celor de la exploatarea Gura Barza în apropiere de oraşul Brad. În unele locuri, unde substratul cuprinde depozite mai uşoare cum sînt marnele, argilele sau aluviunile, la periferia haldei se produce un *val de presiune* ca o uşoară înălţare a terenului. Se semnalează de asemenea *pseudofalii* în materialul haldelor, pe alocuri de mai mulţi metri denivelare. Supraîncărcări se pot produce

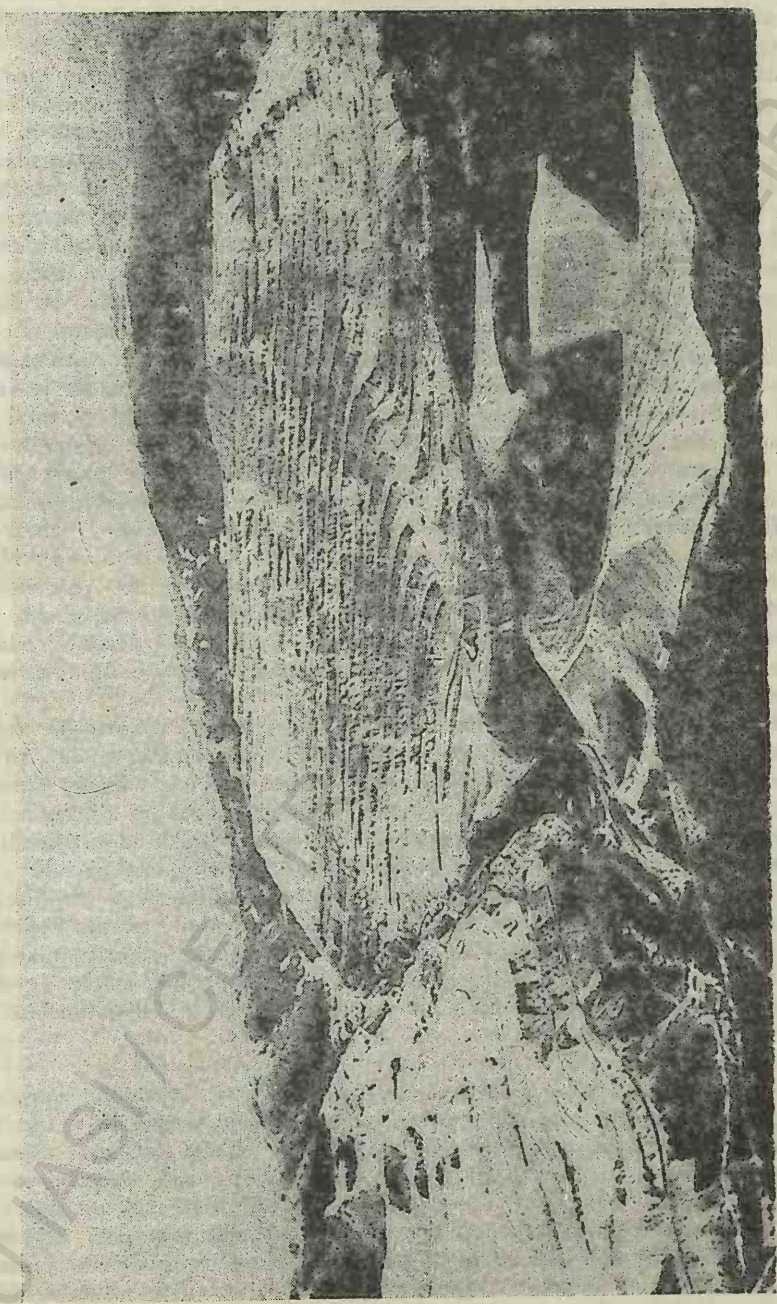


Fig. 254. — Exploatările de cupru din Binghan Canyon (Utah — S.U.A.) și transformarea peisajului natural, albind (în primul plan) marile halde de steril (foto Utah Copper Co.).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi prin lucrările de înălţare a terasamentelor feroviare sau rutiere în ramblee înalte, cu efecte asemănătoare, sau cu construcţii grele ca la cunoscuta alunecare de la Memphis (S.U.A.) produsă în anul 1926.

O altă categorie de rupturi în echilibrul natural se produce prin *modificări în hidrografie*. Evacuarea apelor din galeriile de mină prin pomparea intensă provoacă o considerabilă accelerare a circulaţiei subterane, cu consecinţe în accentuarea eroziunii subterane sau, în terenuri nisipoase, cu anumită dimensionare a particulelor, provoacă fenomenul extrem de dăunător al nisipurilor curgătoare.

De întindere mai mare sînt consecinţele morfologice datorite rupturilor de echilibru în reţeaua hidrografică de la suprafaţă. Or, din ce în ce mai mult pe întreg globul, reţeaua hidrografică este modificată de om fie prin amenajarea de căi navigabile (cu ecluze şi ridicările locale de nivel ce se impun, cu digurile marginale şi procesele de infiltrare laterală şi suprapresiunile create), fie prin construcţiile barajelor în scopuri hidroenegetice, cu lacurile de acumulare şi înălţarea nivelelor în albie pe alocuri pînă la peste 100 m (barajul de la Izvorul Muntelui pe Bistriţa) şi chiar mai mult, cu consecinţe în evoluţia cu totul diferită a meandrelor în aval, cu încetinirea cursului în amonte şi consecinţele ce decurg: creşterea accentuată a acumulărilor şi a proceselor de pantă pe versanţi etc., aducînd astfel modificări în peisaj pe foarte mari întinderi în bazinul hidrografic respectiv. Un exemplu cunoscut în această privinţă îl oferă construcţia barajului de pe fluviul Colorado, cu lacul de acumulare Mead (S.U.A.). Cîmpia Needles din amonte, anterior cultivată şi fertilă, a fost transformată datorită înălţării nivelului apelor în lacul de acumulare într-o adevărată reţea de braţe anastomozate, cu albii schimbătoare, cu mlaştini şi depuneri aluviale groase care au împotmolit vechile cîmpuri de cultură. Cu toate digurile marginale construite, mii de hectare au fost pierdute.

Intervenţiile antropice de felul celor arătate ajung să transforme regimul natural al reţelei hidrografice într-un regim pe de-a întregul artificial, cu consecinţe mult mai însemnate chiar decît cele produse prin schimbările climatice. Sub acest raport, folosirea apelor în sisteme mari de irigaţie în ţinuturile secetoase sau chiar semiaride poate fi considerată o situaţie limită în artificializarea reţelei fluviale. Apa rîurilor ramifică într-un adevărat păienjeniş de canale (pînă la acele mici *arîce* cum sînt numite de popoarele turkmene şi kirghize), aşa cum se întîmplă cu apele rîurilor Murgab, Tedjen, Zervaşan etc. din Asia Centrală, şi face ca rîurile să nu mai ajungă pînă la o arteră colectoare mai mare. Se creează endoreisme locale tot mai fragmentate, mai rupte unele de altele. Omul împiedică astfel mersul normal al proceselor naturale, cu consecinţe uneori dezastruoase.

Cu totul caracteristic în această privinţă este exemplul vechiului curs, astăzi secat, al Uzboiului. Într-o perioadă depărtată a istoriei, apele fluviului Amu-Daria alimentau lacul Sarîkamîş, iar surplusul apelor din acest lac era drenat la rîndul lui spre depresiunea ce se întinde spre SV pînă la Marea Caspică, pe valea Uzboiului. Acest rîu pare să fi avut un debit relativ însemnat de apă, 400—700 m^3/s (331). Era, cu alte cuvinte, acolo un fel de difluenţă prin intermediul lacului menţionat, una dintre multele ce se întîlnesc în zonele cu anotimp secetos. De-a lungul Uzboiului s-au dezvoltat aşezări omeneşti, cîmpuri irigate, cu toate manifestările unei civilizaţii dezvoltate în antichitate (civilizaţia hores-

miană). Ulterior, datorită consumului imens de apă pricinuit de extensiunea sistemelor de irigaţie din amonte de lacul Sarîkamîş, nivelul lacului a scăzut treptat pînă la secarea totală.

Schimbări cu repercusiuni în morfologia locurilor se produc şi prin lucrările de fasonare a versanţilor fie în legătură cu construcţiile rutiere sau feroviare, fie chiar cu cele urbanistice. Săpăturile şi dezgolirile de pante, cînd nu sînt prevăzute cu întăriturile necesare, provoacă şiroiri care se adîncesc dînd naştere la ogaşe şi ravene. La aceasta contribuie nu numai şuvoaiele ce se organizează în lungul drumurilor naturale în pantă, dar uneori însuşi traseul şoselelor în pantă, care la averse joacă rolul unor impluvii ce colectează apele de pe versant, dînd naştere la şuvoaie puternice, ce se descarcă lateral, ravinînd în scurtă vreme povîrnişul şi pricinuind chiar surparea şoselei (cum se observă pe ambele porţiuni de pe Dealul Negru între Curtea de Argeş şi Rîmnicul Vîlcea). Chiar în cuprinsul unor oraşe, străzile orientate pe linia de cea mai mare pantă sînt mereu ravinate de şuvoaie.

Însemnate modificări în morfologia litorală se produc prin *construcţiile portuare,* cu extinderea sau reducerea plajelor, cu dragarea barelor ce se formează la gurile fluviilor navigabile, care stau la baza creării deltelor secundare, ceea ce modifică în schimb grindul malului şi morfologia fundului marin din faţa gurii respective.

Toate aceste procese arată că lucrările omeneşti de care am făcut menţiune, nu trebuie executate ţinîndu-se seamă doar de problemele tehnice, ci în primul rînd să se bazeze pe o profundă cunoaştere a proceselor naturale, astfel ca lucrarea respectivă să nu reprezinte o ruptură în echilibrul natural, ci o cît mai deplină încadrare în acest echilibru.

De mult mai mari proporţii ca întindere teritorială sînt însă *rupturile de echilibru pedologic,* cu uriaşa cantitate de soluri transformate anual prin arături şi celelalte lucrări agricole, sau cele de ordin *biologic,* prin dezlocuirile în masă a mari asociaţii vegetale (fitocenoze sau climaxuri). Despre cele dintîi s-au menţionat unele consecinţe prin schimbarea raporturilor de infiltrare şi evaporare a apelor, de coeziune şi rezistenţă la eroziune etc. Problema este foarte complexă şi stă în strînsă legătură cu rupturile de echilibru biologic. Între acestea din urmă îndeosebi despăduririle şi distrugerea pajiştilor au avut mai grele urmări.

O primă fază de mari defrişări s-a produs în perioada sclavagistă, cînd au avut loc marile despăduriri din China de la nord de valea fluviului Ianţzî, unde în vremea din urmă — pînă la începerea operei de reîmpădurire — pîlcurile de arbori naturali erau o raritate. Tot în perioada sclavagistă s-au produs marile despăduriri din Mesopotamia, Asia Mică, Grecia şi alte ţinuturi mediterancene de care vorbeşte F. Engels, arătînd că prin aceasta locuitorii „nici n-au bănuit măcar că în felul acesta distrug radical creşterea vitelor la stîne în regiunea lor şi cu atît mai puţin că în felul acesta izvoarele lor de munte vor fi lipsite de apă cea mai mare parte a anului, pentru ca, în schimb, în epoca ploilor acestea să reverse asupra şesului torente tumultuoase“ (319). O altă fază de intense despăduriri s-a produs în perioada feudală în Europa vestică pentru extinderea terenurilor arabile (Spania, Franţa) sau în prima perioadă a dezvoltării capitaliste în jurul marilor centre siderurgice (Anglia centrală, Saxonia, Ural) sau în ţările de nouă colonizare (S.U.A., Canada) în cursul secolului al XIX-lea şi pri-

mele decenii ale secolului nostru. Nici pădurile din ţinuturile tropicale n-au scăpat de distrugere. Întinderi considerabile din savana africană de la marginea pădurii ecuatoriale (fig. 5) şi tufişurile din Republica Zambia şi alte regiuni sînt formaţiuni secundare apărute în urma distrugerii pădurilor prin incendiere (12). După estimaţiile făcute, numai în ultimele două-trei veacuri pădurile globului au dat înapoi cu peste 30 mil. km², ceea ce reprezintă cam 73% din suprafaţa actuală a pădurilor (care este de 41 mil. ha). Aceasta a dus la modificări locale ale climei în sensul accentuării continentalismului termic şi al creşterii procentuale a ploilor torenţiale, factori care conlucrînd cu schimbările din sol (micşorarea la limita inferioară a infiltraţiei, deci creşterea la maximum a scurgerilor de suprafaţă, slăbirea rezistenţei solului etc.) au dus la dezlănţuirea şiroirilor aproape pretutindeni unde despăduririle s-au făcut pe terenuri în pantă.

Situaţii întrucîtva asemănătoare s-au creat prin distrugerea pajiştilor fie prin suprapăşunat (care dezgoleşte solul, înlătură unele specii şi deschide calea eroziunii prin şiroire), fie prin incendieri (cazul incendierii savanei care provoacă reculul acesteia şi înaintarea stepei, dezlănţuirea eroziunii eoliene şi accelerarea proceselor de lateritizare), fie prin bătătorire (foarte caracteristice în această privinţă fiind adunarea vitelor de către locuitorii bantu în kraal-uri, ori a terenurilor din jurul adăpătorilor din stepe, sau a cărăruilor de oi în ţările temperate). Unele dintre aceste practici ajung procese de prim ordin în geomorfologia zonei respective şi creează trăsături proprii în peisajul local.

Impresionant prin elementele concrete ce aduce prin analiza înlănţuirii lor dezastruoase, este studiul lui J. Poncet asupra eroziunii antropice din Tunisia. Autorul arată că, dacă peste tot în această ţară eroziunea antropică a luat proporţii îngrijorătoare, ea atinge limita dezastrelor în ţinuturile cu precipitaţii mai reduse (circa 300 mm anual). În Tell-ul nordic mai ploios, despăduririle au dezlănţuit alunecări de mari proporţii, iar curgerile de noroi au loc la fiecare ploaie. În Tell-ul stepic, şiroirea şi ravinarea au ajuns de o violenţă extremă, iar imensele conuri de dejecţie invadează întinderi considerabile de terenuri agricole. Reţeaua hidrografică s-a dezorganizat, formaţiunile *sebka* au cîştigat în suprafaţă, ridicarea capilară a sărurilor aduce sterilitatea solurilor pe mari întinderi.

Procesele dezlănţuite înaintează astfel prin autocliză, unul înteţind pe celelalte. Prin suprapăşunat, pajiştile sărăcite treptat impun ca bovinele să fie înlocuite prin ovine, iar acestea la rîndul lor cu caprine, care pun capăt oricărei urme de pajişte. Climatul local se schimbă în mod vădit în perioade relativ scurte. Analizînd fazele istorice de intensificare a eroziunii antropice, autorul arată că îndeosebi cucerirea romană cu extinderea arăturilor în locul formelor tradiţionale de folosire a terenurilor, apoi faza de fiscalitate excesivă începută din secolul al XI-lea şi epoca actuală cu defrişări, suprapăşunat etc. au reprezentat etape paroxistice de rupere a echilibrului natural local (325).

Din cele arătate se observă că, deşi procesele eroziunii antropice conlucrează pretutindeni în strînsă legătură cu climatul, aceasta nu se încadrează în mod deosebit într-o anumită zonă de climă, nu poate fi considerată în întregul ei ca un sistem zonal, ci, prin mecanismele cu care lucrează şi răspîndirea ei, ca un sistem morfogenetic intrazonal.

S-a căutat a se stabili chiar o etapizare în desfășurarea proceselor morfogenezei antropice. J. Tricart (28) definește trei etape principale, legate îndeosebi de rupturile de echilibru biologic, cele mai extinse teritorial : adîncirea eroziunii, înlăturarea totală a solurilor și faza finală cînd, pătura protectoare a solului fiind înlăturată, eroziunea este frînată sau dezlănțuită puternic mai departe în raport cu felul rocilor de dedesubt asupra cărora acționează.

Prima fază, care se desfășoară paralel cu rărirea sau dispariția păturii vegetale naturale, începe prin sărăcirea solurilor în produsele solubile, nutritive, ceea ce coboară progresiv fertilitatea solului. Îndeosebi pe porțiunile în care vegetația a fost înlăturată sau rărită, procesele eroziunii directe prin scurgerile pe pante devin active. Adîncirea produsă fie prin eroziune lamelară (de suprafață), fie prin eroziune liniară (de adîncime), nu este generalizată, profile complete de sol regăsindu-se încă pe multe porțiuni. Este faza inițială, de semnalare a pericolului, care indică necesitatea urgentă a măsurilor de amenajare și de luptă organizată pe ansambluri mari teritoriale.

Faza următoare, care aduce o intensificare pînă la paroxism a proceselor de eroziune multilateral dezvoltate, macină atît în adîncime pînă la limita inferioară a solului, cît și în lărgime prin îndesirea și înrămurarea ravinației, ca și prin grefarea de procese secundare (surpări, alunecări etc.) pînă la roca pe care se reazemă solul. În genere porțiunile înalte ale versanților sînt supuse ablației, iar cele joase acumulărilor, înecîndu-se sub produsele de cuvertură detritică. Viteza înaintării acestor procese poate fi mărită prin procedee neraționale de agricultură (fărîmițarea solului prin arătură și mai ales prin arătura pe linia de cea mai mare pantă), dar poate fi frînată prin procedee agrotehnice superioare (culturi în terase sau cel puțin arături pe curbele de nivel, care se opun scurgerii apelor de șiroire). De aceea chiar fără a fi început dezlănțuirea eroziunii, de la un anume indice de pantă în sus, agricultura rațională nu se face decît pe baza unor amenajări speciale ale teritoriului.

În faza finală, care urmează după ce pătura de sol a fost înlăturată mai peste tot, eroziunea ce pătrunde mai departe în rocă nu mai este determinată doar de factorul climatic, ci trece pe prim plan factorul structural. Dacă la baza solului înlăturat se găsesc strate de rocă rezistentă, viteza eroziunii este frînată, ceea ce practic limitează adîncirea. Dacă dimpotrivă în substrat urmează roci mobile sau ușor friabile de grosime mare, eroziunea continuă distrugătoare în adîncime și lărgime, cu atît mai înlesnit cu cît posibiltățile de recolonizare naturală a vegetației sînt extrem de reduse. Plantele pionier puțin pretențioase trebuie folosite în această fază chiar dacă nu au nici o valoare economică (de exemplu *Hippophaë*, *Crataegus* etc.) pentru oprirea dezastrului, care nu se manifestă numai printr-o eroziune excesivă, ci printr-o colmatare de mari proporții a văilor și a cîmpiilor apropiate [1].

Cu tot ritmul exagerat în care se dezvoltă procesele eroziunii accelerate, care ia forme îngrijorătoare chiar în decursul unei vieți omenești și uneori chiar într-o perioadă de numai cîțiva ani, acest mecanism nu prezintă în genere o durată îndelungată. Ea se poate menține doar cîteva sute sau cel mult cîteva mii

[1] Între obiecțiile ce se pot aduce schemei de mai sus este aceea că ea artificializează lucrurile, depărtîndu-se de realitate, delimitarea între faze nefiind atît de categorică pe orizontală.

de ani, după care ajunge la un punct limită. Acesta poate fi determinat fie de atingerea rocilor dure, fie prin instalarea spontană a vegetației pionier, favorizată de o schimbare în folosința terenurilor, ori de o ușoară modificare a condițiilor bioclimatice locale, fie prin însăși anihilarea proceselor datorită intensei colmatări de văi și pe partea inferioară a versanților. Așadar, față de alte sisteme morfogenetice, sistemul antropic are în genere o durată mult mai scurtă, eroziunea distruge tot ceea ce constituie partea productivă a terenului și schimbă radical peisajul locurilor. Ea prezintă caracterul ireversibil al fenomenului distrucției solului și lucrează mai totdeauna prin autocliză, un proces dezlănțuind altele.

Răspîndirea pe glob a eroziunii antropice. În raport cu marile zone de utilizare economică a terenurilor de pe glob, morfogeneza antropică influențează cu deosebire anumiți agenți modelatori ai scoarței. Între aceștia, mai ales curgerea apelor pe pante, deplasările de teren și deflația generează cele mai ample procese de eroziune accelerată. Dimpotrivă, eroziunea glaciară, procesele de gelifracție și de nivație nu sînt de loc sau sînt foarte puțin influențate de intervenția antropică în faza actuală a tehnicii și dezvoltării economice a omenirii.

Intensificarea eroziunii antropice este determinată de două categorii de factori: unii social-economici legați de modul de exploatare economică a terenurilor care generează procesele, alții morfoclimatici care stabilesc posibilitățile de intensificare. În legătură cu aceștia din urmă, nu trebuie neglijate nici condițiile ecologice care pot înlesni sau împiedica refacerea învelișului vegetal protector.

Cele dintîi se leagă fie de mica proprietate sărăcită, care folosește o tehnică rutinară în lucrarea pămîntului, agravată și de lipsa inventarului necesar și de neputința de a susține material refacerea solurilor prin îngrășăminte, care sînt prea costisitoare; fie de marea proprietate, care lucrează pe baze speculative în formă extensivă, cu deosebire în țările unde pămîntul fiind ieftin se folosește fertilitatea naturală pînă la epuizare, preferîndu-se părăsirea și desțelenirea de noi terenuri decît să se facă investiții pentru conservarea solului sau chiar numai aplicarea de îngrășăminte minerale sau gunoiri, considerate prea scumpe întrucît micșorează profitul. În cadrul categoriilor arătate, principalii factori determinanți în distrucția terenurilor sînt:

— Suprasolicitarea terenurilor față de posibilitățile lor naturale de refacere și în raport cu tehnica de lucru folosită. În această categorie intră: suprapășunatul care duce la nimicirea pajiștii și dezgolirea solului prin dispariția treptată a speciilor vegetale și la punerea lui în direct contact cu eroziunea șuvoaielor; sistemul monoculturii practicat îndeosebi în țările dependente, cu epuizarea rapidă a fertilității și distrucția mecanică a solurilor, precum și formele prădalnice folosite deseori în agricultura extensivă, pentru obținerea în scurtă vreme a unor profituri cît mai mari.

— Practicarea unor sisteme de exploatare a terenurilor care dezlănțuie brusc și nemijlocit procesele de eroziune, cum sînt defrișările cu schimbarea folosinței terenurilor pe care o aduc, cu deosebire în locurile unde panta necesită măsuri de protecție, desțelenirile de terenuri în pantă accentuată (fig. 255), arăturile pe linia de cea mai mare pantă, sistemul de ogor negru în cadrul practicii *dry farming* (care nu trebuie să se confunde cu pîrloaga, întrucît acesta se lucrează fără a se semăna, deci este lipsit de ierburile și buruienile care mențin solul) etc.

Fig. 255. — Ravinarea intensă prin cultivarea terenurilor în pantă accentuată. Aspect de pe dealul Lazu de la Bălănești (Subcarpații Buzăului).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din categoria factorilor morfoclimatici trebuie să se ţină seamă de îmbinarea elementelor contrastante sau de manifestările violente ale climatelor: diferenţele termice diurne, succesiunea de anotimpuri ploioase şi secetoase, averse violente, vînturi puternice etc. La acestea se adaugă condiţiile ecologice precare cu care are de luptat vegetaţia (seceta care usucă şi crapă solul distrugînd sistemele radiculare, împiedicînd astfel reinstalarea covorului vegetal). În această situaţie se găsesc îndeosebi ţinuturile cuprinse în următoarele patru zone climatice: mediteraneană, a stepelor continentale, cea a savanelor şi cea musonică. În cadrul acestora, echilibrul morfoclimatic este foarte instabil şi se dereglează uşor. În schimb, în limitele climatelor tropical arid, polar şi chiar periglaciar, intervenţia antropică este foarte slabă sau inexistentă; iar în climatele mai puţin contrastante, cum este cel temperat oceanic şi cel ecuatorial, eroziunea accelerată prezintă doar un rol secundar, cu unele manifestări locale izolate.

1. *În climatul temperat continental* trebuie făcută deosebirea dintre ţinuturile de veche agricultură şi de veche populare, cum este cazul celor mai multe ţări din Europa centrală, cu tradiţii seculare (chiar empirice) de luptă împotriva eroziunii terenurilor, şi cele din ţările de nouă colonizare (S.U.A. sau Canada), ori de tîrzie trecere de la economia predominant păstorească la cultura extensivă a cerealelor (sud-estul ţării noastre, stepele ponto-caspice etc.), în care pînă în ultimele decenii nu au existat pe mari întinderi preocupări pentru conservarea solului. În cele dintr-a doua categorie, situaţia este agravată prin accentuarea tot mai mare a contrastelor climatice dinspre vest spre est în Europa şi invers spre vestul Statelor Unite şi Canada.

În ţările de nouă colonizare, cum au fost S.U.A. în secolul al XIX-lea, pămînturile extrem de ieftine, economia speculativă în cadrul agriculturii extensive făcută în scopuri de îmbogăţire rapidă (în părţile de sud chiar cu practicarea monoculturii), cu defrişări masive etc., a declanşat o eroziune accelerată de o violenţă rar întîlnită. Aceasta a produs dezastre mai mari îndeosebi în două zone: la periferia meridională a Aleganilor (bazinul superior al rîului Tennessee fiind cel mai puternic atacat) şi pe întinsele platouri dintre Munţii Stîncoşi şi valea Mississippi, unde puternicele averse de vară au declanşat o ravinaţie atît de excesivă, încît mai ales pe depozitele argilo-marnoase au dat naştere la un tip special de terenuri degradate *(badlands)*, atît de frecvente în statele Montana, Dakota şi chiar mai la sud în Nebraska şi Kansas. În preajma celui de-al doilea război mondial, în S.U.A. (fig. 256) erau total distruse 110 mil. ha de terenuri cu solul complet înlăturat, iar 320 mil. ha aveau înlăturate prin eroziune orizonturile superioare ale solului (36). S-a calculat că anual sînt înlăturate prin curgerea apelor pe pante şi preluate apoi de fluvii 92 mil. t de substanţe fertile, în vreme ce îngrăşămintele restituie anual solurilor doar 668 de mii t, adică de circa 140 de ori mai puţin decît pierd ele. Cea mai însemnată contribuţie la morfogeneza antropică din această ţară o aduc şiroirile şi eroziunea torenţială, cu consecinţele lor în colmatarea intensă a văilor şi, ca urmare, cu inundaţiile păgubitoare ajunse extrem de frecvente. Situaţia s-a repetat în mare măsură la fel şi în preria canadiană.

În Rusia dinaintea primului război mondial, rîpele acopereau 15—20% din terenurile arabile ale guberniilor din sudul european şi procente ridicate în cele din partea centrală, datorită cultivării neîntrerupte a păioaselor pe aceleaşi terenuri, iar în Asia Centrală, ca urmare a păşunatului neraţional al vitelor pe

pămînturi lipsite de rezistenţă la eroziune. Altă calamitate ce bîntuie cu deosebire regiunile de la nord de Caucaz, în Povoljia, Kazahstan, Siberia de vest şi Ucraina de sud o constituie furtunile de praf, ce spulberă anual cantităţi însemnate din particulele fine ale solului, dezgolind rădăcinile plantelor cultivate, diminuînd

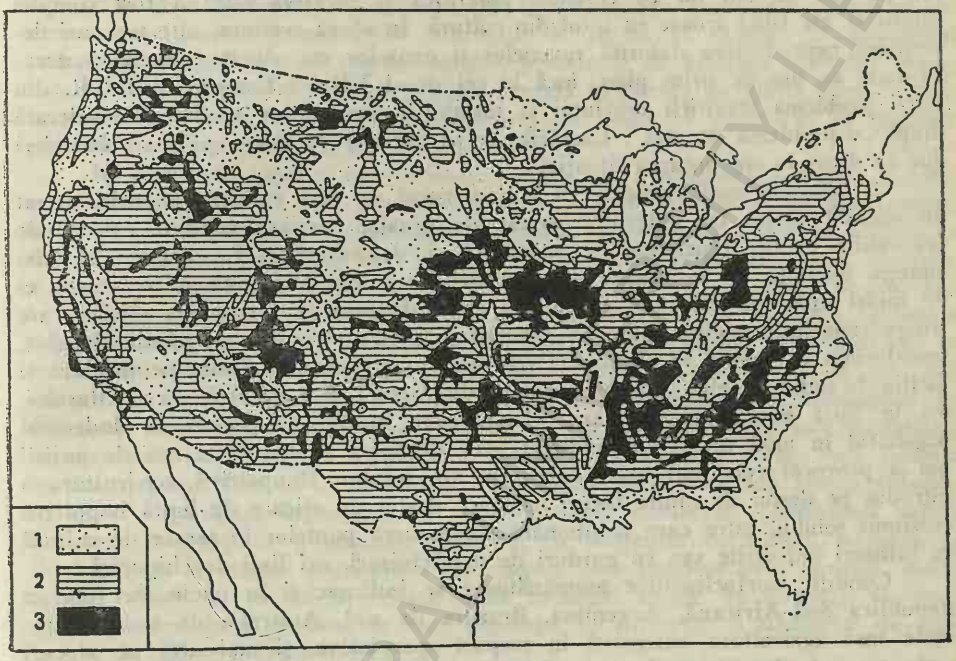


Fig. 256. — Răspîndirea eroziunii solului în S.U.A. (după John W. Alexander) (conform datelor Serviciului de conservare a solului). *1*, Imperceptibilă ; *2*, moderată ; *3*, puternică.

astfel chiar producţia (21). Această moştenire s-a resimţit cu toate măsurile luate pînă după al doilea război mondial, cînd, după înregistrările făcute la unele staţiuni experimentale, se constată că anual sînt spălate îndeosebi sub influenţa apelor de primăvară în medie cîte 5—6 t de sol la fiecare hectar de teren cultivat.

În ţările Europei Centrale, unele practici vechi, ca arăturile în lungul curbelor de nivel sau sistemul de culturi în fîşii cu benzi şi răzoare, menţinerea miriştilor peste iarnă în cadrul asolamentului trienal, gunoirile continue ş.a., au contribuit la conservarea solului, astfel că eroziunea accelerată a fost în genere frînată.

În ţara noastră, pînă în a doua jumătate a secolului al XVIII-lea, eroziunea antropică n-a făcut progrese însemnate. Abia la sfîrşitul acelui secol, cînd încep defrişări de mai mari proporţii pentru exportul lemnului în Turcia, şi mai ales după 1829, cînd, acordîndu-se libertate de comerţ Ţărilor Româneşti, a început extensiunea febrilă a arăturilor în detrimentul păşunilor şi pădurilor,

trecîndu-se la agricultura extensivă cerealieră, ceea ce a dus la repetarea aceloraşi procese ca în S.U.A. sau alte ţări de agricultură nouă, eroziunea accelerată ia proporţii tot mai mari. Abia în anii regimului democrat-popular s-a făcut prima înregistrare a suprafeţelor erodate şi rezultatele au fost uluitoare: peste 4,3 mil. ha şi-au pierdut prin spălare pînă la jumătate din grosimea solului, iar pe 863 de mii ha cu eroziune puternică şi excesivă solul a fost complet înlăturat, ele fiind scoase cu totul din cultură. În afara acestora, alte terenuri deveniseră neproductive datorită ravenelor şi ogaşelor etc. Aceste constatări dezastruoase au pus pe prim plan, încă la cel de-al VII-lea Congres al P.C.R. din 1955, problema stăvilirii eroziunii şi restabilirii terenurilor erodate, considerată drept „o problemă de stat". Lucrările ce se execută de atunci pe mari întinderi duc an de an la ameliorarea situaţiei.

2. *Climatul mediteranean,* cu sezonul uscat de vară cu vînt puternic, urmat de sezonul ploios cu puternice averse de ploaie, prezintă condiţii extrem de favorabile pentru eroziunea de suprafaţă şi de adîncime. La acestea se mai adaugă tendinţa de înlăturare a vegetaţiei, care este stînjenită în refacerea ei de însăşi lipsa de umiditate estivală şi chiar distrusă prin crăparea solului care frînge rădăcinile micilor plantule, favorizînd totodată şiroirile pe pămîntul golaş, transformat cu timpul în pămînturi rele de tip *badlands.* În Italia peninsulară şi Sicilia, în sudul Spaniei şi pe întinse părţi din Grecia, în zona africană a Atlasului, ori în Siria şi Liban etc., ţări de străveche îndesire a populaţiei, îndeosebi păşunatul în mod direct sau indirect prin defrişări pentru obţinerea de pajişti noi a provocat cele mai mari distrugeri ale solului. Dimpotrivă, agricultura a introdus pe destul de multe locuri mijloace destul de eficace de luptă împotriva eroziunii solului, între care menţionăm amenajarea pantelor în terase de cultură cu taluzuri împietrite sau cu garduri de mărăcinişuri, ori linii de chiparoşi.

Condiţii morfoclimatice asemănătoare se întîlnesc şi în unele ţări noi ca Republica Sud-Africană, Argentina, Brazilia de sud, Australia de sud-est etc., unde însă agricultura extensivă în scopuri speculative, şi mai ales pe alocuri unde s-a introdus sistemul monoculturii (îndeosebi culturile de cafea din Brazilia), s-a produs o rapidă dezvoltare a formelor morfogenezei antropice, cu terenuri degradate şi pante puternic ravinate.

3. *Climatul savanelor şi stepelor tropicale,* caracterizat prin contrastul dintre anotimpul ploios şi cel secetos, din ce în ce mai prelung în măsura depărtării de zona ecuatorială, repetă în mare măsură condiţiile ţinuturilor mediteraneene, doar că la o temperatură permanentă ridicată, ceea ce duce la alterări intense, de pe urma cărora rezultă cuirasa lateritică *(red cap).* În foarte multe dintre ţările aflate sub acest climat (foste colonii de curînd eliberate sau ţări dependente), sărăcia apasă pe micul cultivator de pămînt, care, rămas la practici rutinare şi la o tehnică înapoiată, nu poate împiedica, ba chiar contribuie la degradarea terenurilor. Rotaţia culturilor la intervale prea scurte de timp din savanele africane şi suprapăşunatul (cu sistemul incendierii tufişurilor) contribuie pe de o parte la stepizarea savanei, pe de altă parte la accelerarea formării crustei lateritice şi a extinderii nemăsurate a *bowal*-izării. Acolo unde s-au întins culturile speculative pentru export în detrimentul culturilor care asigurau odinioară baza alimentaţiei locale (de exemplu în ţările din vestul Africii sau în cele ale Americii Centrale), se intensifică, datorită aceleiaşi forţări a pămîntului, comună oricăror forme de agricultură de jaf, pericolul eroziunii

sub diferite forme : a ravinării strînse, cu imense acumulări de materiale, cu colmatări nemăsurate în văi şi rîuri supraîncărcate cu materiale solide purtate, ca în unele sectoare ale Masivului Fouta Djalon ; sau a punerii în mişcare a nisipurilor în locurile cultivate cu arahide, în Senegal etc.

4. *În climatul musonic* condiţiile contrastante arătate mai înainte sînt agravate prin tăria furtunilor care se produc la schimbarea musonului, avînd efecte dezastruoase asupra pămînturilor sfarogite de secetă şi căldură în anotimpul precedent, producînd mari pagube solului, precum şi de violenţa averselor musonice şi a marelui volum de apă pe care-l varsă în decurs de cîteva luni de zile, ceea ce dă naştere la o ravinare intensă, iar după ce terenurile se înmoaie puternic cu apă se produc şi alunecări în masă.

În asemenea condiţii morfoclimatice, agricultura milenară a Indiei şi Chinei, alături de marea densitate a populaţiei — care a determinat din timpuri străvechi o intensificare a exploatării fertilităţii solurilor şi a dus pe alocuri la defrişări capitale (mai ales în China) —, a provocat înlăturarea prin eroziune a unei mari părţi din grosimea solurilor. Agricultura s-a strămutat pe văi sau în cîmpiile aluviale, unde predomină acumulările în locul eroziunii. Practica folosită intens pe alocuri (provincia Sîciuan), a amenajării povîrnişurilor în terase de cultură, a împiedicat dezvoltarea ravinaţiei, dovedindu-se cel mai eficace mijloc de conservare a solurilor chiar în acest climat al contrastelor. În China de nord (bazinul fluviului Huanhe) survin două elemente care intensifică la maximum morfogeneza antropică : formaţiile groase de loess, rocă friabilă cu însuşiri specifice în comportarea la eroziune (mai ales sub formă sufozională), şi contribuţia îngheţului de iarnă datorită climatului continental aspru. Urmarea o constituie o eroziune excesivă, cu deosebire în bazinul mijlociu al fluviului, cît şi intensa aluvionare din cîmpie, care împotmoleşte digurile, înalţă nivelul albiei, provocînd inundarea unor întinderi uriaşe de terenuri, cu mari pagube materiale şi pierderi de vieţi omeneşti, cu difluenţe şi schimbări de albii la sute de kilometri depărtare etc.

Faţă de aceste zone, în care condiţiile climatice şi regimul scurgerilor au creat un potenţial maxim morfogenezei antropice, iar condiţiile social-economice specifice au dezlănţuit pe tipare uşor diferite procesele unui sistem morfogenetic particular, în climatele mai lipsite de contraste, cum este cel ecuatorial sau cel temperat oceanic, procesele eroziunii accelerate sînt în genere mult frînate.

În ţinuturile ecuatoriale, cu toată excesiva dezvoltare a proceselor de alterare, care creează groase depozite de cuvertură alcătuite din materiale moi, fărîmicioase, ce îmbracă peste tot întîrzierile de pantă, dar mai ales partea inferioară a povîrnişurilor, unde există o mare abundenţă de materiale mobile lesne de erodat şi unde aversele zilnice de după-amiază au mari posibilităţi de şiroire şi alunecări de terenuri, eroziunea accelerată nu capătă totuşi proporţii mari şi aceasta datorită în bună parte vegetaţiei, care se dezvoltă cu repeziciune chiar pe rocă, în cazul înlăturării păturii de sol, şi mai ales pe argilele roşii, atît de răspîndite în acea zonă, sau pe depozitele moi de cuvertură. Cu toată repeziciunea cu care se dezvoltă în genere modelarea în zona ecuatorială, ceea ce duce la lărgirea considerabilă a văilor în contrast cu versanţii mai totdeauna povîrniţi, fenomenul de eroziune accelerată nu iese vizibil la iveală în peisaj. Totuşi chiar sub acest climat, în regiunile unde marea îndesire a populaţiei şi necesităţile ei de hrană au slăbit sau desfiinţat vegetaţia naturală, înlocuind-o prin cea culti-

vată, mult mai puţin rezistentă, iar arăturile au amplificat posibilităţile eroziunii, ca de exemplu în Java şi întrucîtva în Sumatra de sud-est, morfogeneza antropică a creat peisaje caracteristice. În insulele menţionate, situaţia este întrucîtva uşurată prin contribuţia cenuşilor vulcanice, care înlocuiesc prin cunoscuta lor fertilitate naturală solurile pierdute. În aceleaşi locuri însă, unde localnicii au extins culturile în terase, pămîntul se conservă bine şi creează un aspect de prosperitate.

În climatul temperat oceanic, chiar de milenară folosire economică a terenurilor, ca în Europa apuseană, posibilităţile dezvoltării eroziunii accelerate sînt limitate, cu toată abundenţa ploilor şi intensitatea accentuată a vînturilor. S-a creat în decursul timpului un echilibru local între rezistenţa terenului şi formele de relief pe de o parte şi aceste condiţii climatice, care variază puţin în decursul anului, pe de altă parte. Singura formă de eroziune mai evidentă este ceea ce se produce prin ploile de iarnă, care cad pe un sol îngheţat acoperit cu zăpadă, provocînd o şiroire virulentă în pelicula înmuiată de la suprafaţa solului. În asemenea condiţii, în care agricultura multiseculară îşi avea practicile ei empirice, dar destul de eficace împotriva eroziunii (arături în lungul curbei de nivel, perdele de arbori pe haturi ş.a.), terenurile s-au menţinut în genere bine. Singurele crize, reprezentînd rupturi de echilibru în natura locurilor, au fost provocate tot de om prin defrişări. Un exemplu caracteristic îl oferă Bazinul Parisului şi întinse părţi din Franţa de vest, unde în secolul al XVIII-lea s-au produs mari despăduriri prin trecerea grăbită la agricultura cerealieră speculativă, cu înlăturarea chiar a unora dintre practicile tradiţionale de conservarea solului. Această ruptură de echilibru în peisajul natural a dat naştere, chiar în acest climat potolit, la ravinaţie şi alunecări de terenuri nu numai în exemplare izolate, dar pe alocuri chiar la ansambluri de oarecare proporţie.

Nu numai defrişările, dar şi suprapăşunatul poate avea rezultate asemănătoare. În Islanda, unde eroziunea eoliană a luat proporţii îngrijorătoare, dînd naştere la întinse pustiuri eoliene *(vindöknar),* cercetările minuţioase din ultimele decenii, dar cu deosebire cele din ultimii ani datorite lui S. Thorarinsson (106), au dovedit că aceasta nu e pricinuită de vreo schimbare climatică, nici de cenuşile vulcanice (căci se produce şi unde acestea lipsesc), ci în mod esenţial de creşterea mare a numărului oilor şi de păşunatul excesiv ce se practică, ceea ce a dus la distrugerea solului pe mari întinderi şi la dezlănţuirea alunecărilor de teren.

Aşadar chiar în aceste climate (ecuatorial şi temperat oceanic), cu potenţial în genere redus de dezlănţuire a eroziunii, intervenţia prea categorică a omului a putut dezlănţui, prin bruscarea de către om a condiţiilor naturale, o morfogeneză antropică.

Indicaţii pentru stabilirea remediilor. Nu există încă o statistică pe întreg globul care să arate situaţia terenurilor distruse sau afectate într-un anumit grad de eroziune. Cifrele sau estimaţiile făcute într-un mare număr de ţări în această problemă sînt îngrijorătoare, iar repeziciunea cu care procesele distructive ale solului continuă să se dezvolte, aşa cum le denumea foarte sugestiv Emil Racoviţă (329), într-un „ciclu infernal", chiar şi acolo unde s-a început aplicarea unor măsuri de remediere, luate însă izolat, pune cu mare acuitate problema găsirii unor remedii mult mai eficace şi a coordonării măsurilor pe mari

întinderi teritoriale şi chiar prin colaborări între state. Din ce în ce mai mult, în măsura în care cresc necesităţile de hrană ale omenirii, oamenii de ştiinţă din toate ţările se conving că *solul este cea mai de preţ avuţie a globului terestru.*

Fără îndoială însă că, în grija pentru conservarea solului şi refacerea terenurilor degradate prin eroziunea de toate felurile, nu se poate pune problema întoarcerii la peisajul natural pentru restabilirea echilibrului necesar frînării proceselor distructive. Din punct de vedere economic, soluţia nu este admisibilă. Societatea omenească în plină dezvoltare are nevoie de tot mai multe resurse alimentare, de materii prime pentru industrie, care se obţin prin exploatări miniere, prin tăierea pădurilor, prin extinderea teritorială şi intensificarea producţiei agricole etc.; are nevoie de tot mai bune şi mai perfecţionate şosele şi căi ferate, de tot mai multe construcţii de locuinţe, de tot mai ample captări de apă pentru aprovizionarea populaţiei şi întreprinderilor industriale, de tot mai mult curent electric şi deci de tot mai adînci transformări în mediul natural, în peisajul geografic.

Dar, tocmai pe măsură ce se intensifică această multilaterală intervenţie antropică în cadrul natural, nu se mai poate îngădui executarea la întîmplare a lucrărilor de exploatare a solului şi subsolului, numai în funcţie de cele două criterii pe care le are în vedere în mod obişnuit tehnica: minimum de cheltuieli pentru randamente maxime. Trebuie să devină o regulă de care să se ţină seamă în mod obligatoriu ca lucrările tehnice executate în toate sectoarele de activitate economică să nu producă rupturi în echilibrul natural local sau mai depărtat.

Mai multe ramuri ale ştiinţelor aplicate la teritoriu (agrotehnica, ameliorările silvice, mai multe discipline legate de construcţii etc.) au îmbogăţit mereu cunoştinţele în legătură cu lupta împotriva eroziunii şi a acumulărilor păgubitoare. Pe baza experienţelor, milenare pe alocuri, sau a cuceririlor tehnice datorite cercetărilor în diferite staţiuni experimentale, specialiştii au ajuns să deţină ample cunoştinţe pentru a putea face faţă celor mai dificile şi mai acute probleme pe care le scoate la iveală eroziunea terenului. Multe dintre acestea dau rezultate foarte eficace şi unele chiar fără a necesita lucrări de mare amploare (de exemplu: arătura de-a lungul curbei de nivel prin care se evită în mare măsură şiroirile, asolarea — cu deosebire pe pante — a culturilor de prăşitoare, care expun cel mai mult solurile la spălare şi şiroire, cu diverse culturi protectoare care, prin înrădăcinarea adîncă sau în genere foarte rămurată, fixează mai bine solul, înlăturarea ca dezastruoasă a monoculturii etc.), iar altele, care presupun lucrări mai costisitoare (agroterase, îndiguiri etc.), nu numai că se amortizează într-un interval de timp relativ scurt, dar cu lucrări minime de întreţinere pot menţine sute de ani integritatea terenurilor într-un nou echilibru natural ce ia naştere.

Dar chiar asemenea măsuri (care nu fac obiectul lucrării de faţă) nu trebuie văzute izolat, ci încadrate în ansambluri teritoriale strîns legate de întreg echilibrul natural. Nu mai poate fi îngăduit ca lucrările executate de fiecare sector al economiei naţionale să se facă independent de celelalte sectoare. O coordonare, de exemplu, între construcţiile de căi ferate sau rutiere cu cele de exploatare a subsolului, cu construcţiile orăşeneşti sau de obiective industriale, cu amenajarea terenurilor arabile sau forestiere, trebuie să meargă întotdeauna mînă în mînă, să vizeze întotdeauna o organizare multilaterală şi complexă a teritoriului. Devin astfel necesare analizele minuţioase ale posibilităţilor celor mai valo-

roase din punct de vedere economic pe care le prezintă fiecare porțiune de teren și în același timp cu totala asigurare a menținerii sau creării unui echilibru între necesitățile de conservare a terenurilor și cele de folosire productivă a lor, astfel ca ea să se încadreze perfect în echilibrul natural morfoclimatic.

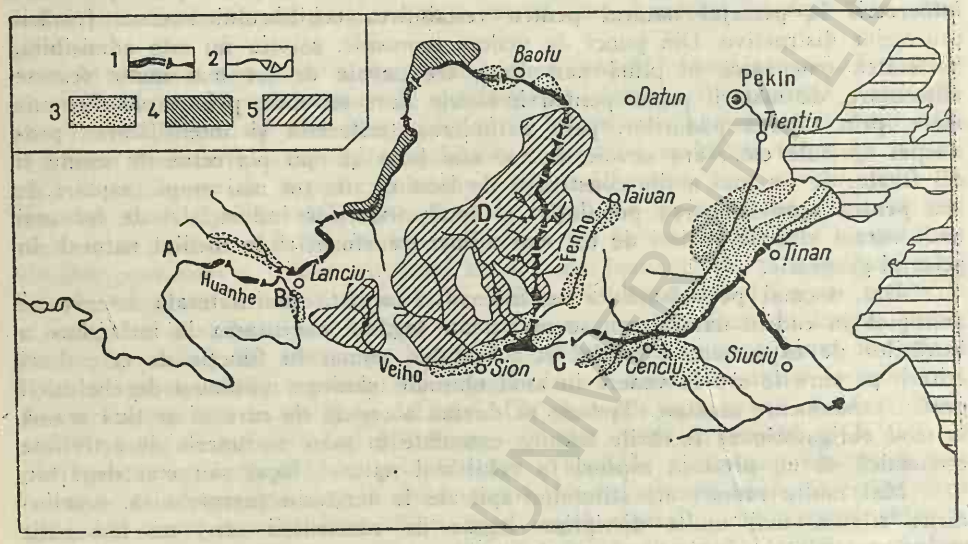


Fig. 257. — Planul de amenajare al bazinului Huanhe (după Cl. Giurcăneanu și N. Sută). *A*, Defileul Lonian; *B*, defileul Lieukia; *C*, defileul Sanminsia; *1*, complexe hidrotehnice pe fluviu; *2*, rezervoare de apă pe afluenți; *3*, zonă irigată în perspectivă; *4*, zonă irigată în prima fază; *5*, zonă de conservare a solului și a apei.

Rolul acesta revine noii discipline apărute în cadrul științelor geografice, *geomorfologia aplicată* sau pe plan mai larg *geografia aplicată*.

Printr-o îndrumare științifică a lucrărilor de organizare teritorială, coordonate pe mari întinderi teritoriale, se poate obține chiar o forțare a naturii locurilor care apar ca puțin sau de loc favorabile, pentru extinderea folosințelor agricole productive. Problema a fost atacată din plin în ultimele decenii prin punerea în valoare a unor mari întinderi de pămînt în diferite țări ale lumii.

În districtul Yulin din Mongolia interioară (R. P. Chineză), străvechi ținuturi populate, invadate cu timpul de nisipuri (60% din terenurile acestui district erau îngropate în nisipuri, iar orașul Yulin a trebuit să-și strămute de trei ori vatra din pricina acestei neîntrerupte invazii). O campanie de mare proporții s-a desfășurat concomitent pentru oprirea înaintării nisipurilor dinspre pustiul Maowusu, prin sisteme de plantații forestiere și de ierburi, precum și prin irigarea terenurilor, și în același timp pentru soluționarea problemei apei necesare (obținute din pînzele subterane aflate la o adîncime relativ mică, prin săparea canalului Yutang și crearea unui mare număr de heleșteie). Pînă în 1959 au putut fi irigate 40 000 ha, întinderi considerabile au fost împădurite înverzind ținutul pustiu pînă nu de mult,

iar cercetările meteorologice arată o treptată ameliorare chiar a condițiilor climatice (de exemplu precipitațiile au sporit anual de la circa 250 mm, cît se înregistrau în medie anuală înainte de aceste lucrări, la 380—400 mm în anii din urmă) (fig. 257). Se extind astfel mereu și culturile cerealiere neirigate, îndeosebi cele de grîu.

Problema actuală este așadar nu numai intervenția pe locurile unde eroziunea are efecte alarmante (fie pentru căile de comunicație, fie prin periclitarea unor conducte sau așezări omenești etc.), cum s-a procedat pînă acum, ci organizarea cercetărilor pe mari ansambluri și indicarea soluțiilor celor mai eficiente pentru refacerea potențialului productiv al teritoriilor, pentru ca fiecare porțiune de teren să-și capete folosința cea mai adecvată, iar terenurile neproductive sau de slabă productivitate să fie amenajate pentru folosințe de productivitate superioară. Numai lucrările efectuate prin coordonarea categoriilor de utilizare a terenurilor pe ansambluri mari pot duce la reechilibrarea fenomenelor naturii.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ÎNCHEIERE

Cap. I. RELIEFUL ÎN CONTINUĂ TRANSFORMARE

Cunoașterea tot mai adîncă a proceselor care modifică relieful arată că acestea — chiar în forma cea mai elementară de manifestare, de pe urma căreia pot rezulta o ravenă, o alunecare, un grohotiș etc. — nu sînt izolate și întîmplătoare, ci fac parte din întreguri în care se îmbină și se leagă prin relații de interdependență, de condiționare reciprocă, toate la un loc caracterizate printr-o anumită dinamică proprie fiecărui întreg, toate la un loc ajungînd la anumite tipare morfologice proprii acelui întreg, legate între ele printr-un fel de „aer de familie" al peisajului respectiv.

S-a văzut că atît modul de desfășurare al acestor procese — cu intrarea în scenă cu rol predominant cînd a unor agenți denudatori, cînd a altora —, cît și trăsăturile specifice ale morfologiei care rezultă, depind în mare măsură de rocă și structură pe de o parte, de condițiile climatice pe de altă parte și în multe locuri și de intervenția antropică, ce schimbă îndeosebi ritmica de desfășurare a proceselor, dînd eroziunea accelerată. Îmbinarea în dozaje diferite a acestor variabile duce la acel imens număr de tipuri de peisaj întîlnite pe globul pămîntesc și chiar pe teritorii relativ restrînse, cum este cel al țării noastre.

Dacă selecția pe mari întinderi teritoriale a diferiților agenți modelatori se face în largă măsură în raport cu factorii rocă-structură pe de o parte și climă pe de altă parte, nu trebuie să se uite că aproape nicăieri pe fața pămîntului nu acționează un singur agent modelator și, chiar dacă unul are prioritate, el este secundat de alții, care lucrează în subsidiar, fără ca totuși acțiunea lor să fie neglijabilă. De asemenea trebuie să se țină seamă că nu există părți ale ansamblurilor morfologice care să fie cruțate de denudare (culmile interfluviilor de exemplu), doar că acestea pot să se desfășoare pe alocuri mai lent, pe alocuri mai repede, după modul de acțiune al agentului respectiv. Dacă pe versanți eroziunea de suprafață și cea de adîncime se pot dezvolta într-un ritm relativ grăbit (aceasta depinzînd de mulți factori locali de pantă, de rocă etc.), pe văi eroziunea de talveg este în genere mai încetinită datorită acumulărilor de la baza versanților și din albie, iar pe interfluvii s-ar părea că eroziunea apelor curgătoare este nulă (se înțelege cu variante după înclinarea terenului). Dar dacă nu apele curgătoare, atunci alți agenți atacă și culmile: procesele de alterare care creează eluviile, vînturile care spulberă prin deflație, procesele de gelifracție și insolație mai accentuate etc. Toate părțile reliefului sînt așadar atacate.

În interacțiunea proceselor prin care se produce modelarea, unele se completează și se întețesc reciproc, altele pot avea sensuri contrare și se frînează.

Mai ales însă intercondiționarea acestora din urmă este mai pregnantă în crearea unor tipuri de relief specifice. Interacțiunea rocă-structură pe de o parte și climă pe de altă parte duce — așa cum s-a arătat — la nașterea unor ansambluri de forme foarte diferite chiar pe aceeași rocă și structură, dacă se schimbă felul climatelor. Interacțiunea dintre forțele endogene care produc mișcări în scoarța terestră (de înălțare sau de coborîre) și forțele exogene care sculptează prin încrustații și neteziri formele de relief are de asemenea reflexe foarte importante în morfologie. Pe alocuri ele se opun una alteia pînă la anularea efectelor lor, dînd o oarecare stabilitate relativă a reliefului, în alte părți ele conlucrează în același sens, întețind procesele de modelare și creînd condiții de ritm foarte grăbit în schimbările ce se produc, dînd în același timp un echilibru instabil naturii locurilor. În regiunile ce se leagă de prima categorie, intervențiile antropice chiar de mai mare amploare nu dau rezultate îngrijorătoare ; în cele din a doua însă (a echilibrelor instabile), cea mai neînsemnată intervenție a omului poate avea rezultate dezastruoase, greu de remediat. Aceasta la fel și pentru interacțiunea structură-climă. Este astfel necesar să se fixeze cîteva jaloane și în problema interacțiunilor dintre agenții modelatori ai scoarței.

Interacțiuni în procesele de modelare. Urmărind trecerea de la o zonă climatică la alta, s-a văzut cum schimbarea condițiilor climatice realizează forme uneori surprinzător de diferite — și chiar sisteme de eroziune complexe deosebite — în aceeași rocă, datorită faptului că intră în acțiune alți agenți denudatori. Întrucît modificările în condițiile climatice s-au înregistrat chiar pe același loc în decursul timpului (de exemplu succesiunea perioadelor glaciare și interglaciare din cuaternar) și fiecare dintre acestea a creat un sistem morfoclimatic propriu, se explică formele de relief relicte aflate mai pretutindeni pe glob. Fenomenul de *supraviețuire a formelor vechi* (cu variantele respective imprimate de rocă, de structură, ori de virulența agenților dinamizați ai climatului actual) este cu totul caracteristic în această privință. La fel și faptul că relieful actual este în cea mai mare parte în curs de readaptare la noile condiții climatice din postglaciar. În această readaptare, unii geografi nu văd o intensă contribuție a sistemului morfoclimatic actual, care s-ar mărgini doar la simple retușări a vechilor tipare.

Important pentru problema ce urmărim este faptul că din îmbinarea schimbărilor climatice și a rocilor predominante în anumite regiuni (sau a depozitelor de cuvertură formate în perioadele anterioare) pot rezulta echilibre instabile morfoclimatice, care creează unor regiuni predispoziții la eroziune deosebit de accentuată. Cea mai ușoară intervenție antropică produce distrugeri. În această categorie s-a dovedit a fi zona climatului mediteranean, unde despăduririle produse în antichitate sau numai suprapășunatul au provocat adevărate dezastre, care nu s-au oprit pînă nu au denudat munții pînă la rocă, refacerea solurilor sau a vegetației fiind pe alocuri o problemă de nerezolvat.

★

Interacțiunea forțelor endogene și exogene creează situații specifice în morfogeneză, care trebuie avute în vedere în descifrarea tendințelor evolutive ale reliefului și în stabilirea ritmului cu care lucrează denudația, elemente ce inte-

resează nu numai latura teoretică, ci şi cea aplicată, întrucît se creează diferenţieri în ritmica proceselor de eroziune sau — în unele cazuri — se ajunge la un echilibru extrem de şubred între elementele complexului geografic local în care unele intervenţii antropice pot fi nebănuit de distrugătoare. Cele două forţe ce se îmbină (exogene, reprezentate prin cuplul denudaţie — acumulare, şi endogene, reprezentate prin mişcări de ridicare şi coborîre ale scoarţei) pot lucra în acelaşi sens, cînd modelarea se intensifică, sau în sensuri contrare, încetinind procesele de modelare.

Denudarea acţionează de regulă de sus în jos, cu tendinţa de nivelare generală a reliefului prin coborîrea continuă a particulelor desprinse de pe culmile cele mai înalte şi de pe versanţi spre părţile cele mai coborîte. Trebuie să observăm însă că dacă acesta este sensul în care acţionează denudarea, prin apele de şiroire pe pante şi prin cele din albii permanente, precum şi prin porniturile de felul alunecărilor, surpărilor, rostogolirilor etc. sau al gheţarilor de munte, impulsionate într-un fel sau altul de forţa de gravitaţie, nu în acelaşi sens descendent acţionează denudarea prin vînt, alterarea şi dezagregarea, care prezintă independenţă faţă de forţele gravitaţionale, ce intervin prin acţiunile derivate (de transport).

Din îmbinarea acţiunilor *denudării*, care coboară particulele desprinse pînă in locurile cele mai joase, şi ale *acumulării*, care lucrează de jos în sus, umplînd depresiunile şi văile, rezultă tendinţa de nivelare a reliefului, de nivelare într-o îndelungată perioadă de timp.

Acestei tendinţe i se opun destul de frecvent mişcările scoarţei, impulsionate de forţele endogene. Faptul devine deosebit de caracteristic în cadrul mişcărilor de ridicare a scoarţei terestre. Se pot ivi următoarele situaţii : dacă denudarea şi înălţarea terenului, mişcări contrare, se egalează ca ritm, nu au loc schimbări însemnate în relief. Dar dacă denudarea nu poate ţine pas cu ridicarea scoarţei ce se produce cu o viteză mai accentuată, rezultă o înălţare locală a reliefului şi, dimpotrivă, dacă mişcarea de înălţare este mai lentă decît cea cu care acţionează denudarea, se creează o arie depresionară. De regulă însă, mişcarea de înălţare a scoarţei accentuează forţa eroziunii, văile încrustîndu-se mai adînc în terenul supus acestei mişcări, creîndu-se astfel local o mare energie de relief. Lucrurile se inversează în cazul mişcărilor de scufundare a scoarţei (de exemplu cazul ariilor de subsidenţă) : denudaţia este anihilată, iar acumulările capătă valori deosebit de însemnate, depunerile ajungînd neobişnuit de groase.

Interacţiunea acestor procese constituie astfel o adevărată forţă ce diminuează modelarea reliefului. În acest raport de forţe, unii oameni de ştiinţă acordă rolul predominant celor endogene. Realitatea este că dominanţa revine cînd unuia dintre factori, cînd celuilalt, căci denudaţia nu pare să rămînă în urma forţelor endogene ca intensitate. A. Penck a calculat că denudaţia coboară suprafaţa globului în medie cu 8 cm pe mileniu. Aceasta arată că ar fi necesari 13 milioane de ani pentru ca întreg relieful globului pămîntesc să fie complet nivelat (355).

Analizînd mai în detaliu relaţiile ce pot rezulta din interacţiunea forţelor endogene cu cele exogene, nu numai în ce priveşte variaţiile altitudinii absolute a teritoriului *(A)*, ci şi energia de relief *(E)* ce poate rezulta, S. V. Kalesnik arată

că se pot ivi situații diferite (43). În cazul unei mișcări de înălțare de tip anticlinoriu, într-o regiune de cîmpie schimbarea de altitudine va fi egală cu viteza de înălțare a scoarței (I), minus viteza de nivelare a interfluviilor prin denudare (D), adică :

$$A = I - D,$$

iar energia de relief (E) va fi egală cu diferența dintre viteza de adîncire a văilor (V) și cea de nivelare a interfluviilor :

$$F = V - D.$$

Întrucît însă mișcările oscilatorii ale scoarței pot înceta după un timp sau chiar pot să-și schimbe sensul, din pozitive să devină negative, modificarea altitudinii absolute se va produce diferențiat : atîta vreme cît denudarea rămîne inferioară mișcării de înălțare ($I>D$), altitudinea absolută va crește. Cu cît însă regiunea se înalță diferențiindu-se tot mai mult de nivelul de bază, viteza de denudare va crește, ajungînd la un moment dat să egaleze viteza de înălțare ($I=D$). Atunci variația altitudinii absolute devine zero. Mișcarea de înălțare poate continua încă un timp, cînd însă aceasta se termină (I devenind zero), viteza eroziunii continuînd (deci $D>I$), nivelul general al regiunii începe să descrească.

În ceea ce privește energia de relief, aceasta prezintă la începutul mișcării de înălțare o accentuare, întrucît văile înguste se adîncesc mult mai repede decît interfluviile extrem de largi, mai puțin atacate de denudare ($E>D$). Însă după ce văile se lărgesc și se ramifică, iar interfluviile ajung niște culmi înguste, denudarea acestora egalînd adîncirea văilor, care apropiindu-se de profilul de echilibru se adîncesc foarte încet ($D=E$), duc la o energie de relief constantă. Cînd adîncirea văilor se oprește, iar denudarea culmilor continuă ($D>E$), se produce o treptată scădere a energiei de relief, regiunea tinzînd să ajungă o peneplenă, cu martori de eroziune ici-colo (43).

Procesele acestea se complică atunci cînd, după atingerea unui maximum de înălțare, mișcarea oscilatorie a scoarței își schimbă sensul trecînd într-o mișcare de coborîre pe verticală. Au loc modificări mai rapide și inegale în evoluția generală a modelării. Nivelarea reliefului spre stadiul limită de peneplenă se realizează într-o perioadă mai scurtă. În realitate, lucrurile nu se produc pe scheme atît de simple. Survin numeroase elemente care complică liniile mari arătate. De exemplu, schimbările climatice inerente pentru perioadele atît de îndelungate la care se referă mișcările oscilatorii ale scoarței terestre, schimbări care pot duce la înlocuirea radicală a agenților denudatori cu alții, deci înlocuirea unui sistem morfogenetic cu altul. Survin în timp modificări însemnate ale nivelului general al mărilor, cu modificări ale nivelului de bază al eroziunii. Survin chiar mișcări crustale diferite în ariile înconjurătoare ale regiunii în cauză, care influențează într-un mod sau altul asupra rețelei hidrografice și deci asupra sensului eroziunii. Survin diferențe de structură (de platforme sau de geosinclinal), fiecare cu evoluția sa proprie etc. Iată pentru ce problema evoluției pe perioade îndelungate a modelării reliefului, care cuprinde un mare număr de variabile, nu este pe deplin lămurită.

Evoluția complexelor de modelare a reliefului. Din prima parte a lucrării s-a putut vedea că toți agenții modelatori ai scoarței terestre, atît prin activitatea lor de denudare, cît și prin cea de acumulare sau depunere, prezintă tendința generală de nivelare a reliefului, de aplatizare a formelor, cu înlăturarea treptată a celor semețe.

Eroziunea ghețarilor de tipul inlandsis are ca termen final nivelarea ariilor muntoase pînă la transformarea lor în platforme sau cîmpii netede, de felul scutului laurentid sau canadian, al Cîmpiei Nord-Europene etc., unde din vechile catene muntoase s-au mai păstrat doar martori rotunjiți, puțin proeminenți, ce se aseamănă mai degrabă cu niște coline. Așa sînt Crupele Laurentide din sudul Labradorului și cele Porcupine din regiunea Manitoba sau unele resturi și mai mărunte, care abia trec de 100 m altitudine, în împrejurimile Berlinului, cum sînt Müggel Berge sau Kranich Berge (ultima cu carierele de la Rűdersdorf).

Eroziunea de tip deșertic, și mai ales cea din ținuturile semiaride tropicale, duce de asemenea la o nivelare foarte accentuată a înălțimilor, atacate prin dezagregare, șiroiri și participarea forțelor eoliene. S-a afirmat pe drept cuvînt că modelarea în ținuturile tropicale tinde la cel mai desăvîrșit grad de nivelare a reliefului, termenul final de *pediment* cu ivirile din loc în loc a inselbergurilor, fiind cu totul caracteristic în această privință.

La rîndul ei, eroziunea apelor curgătoare, dominantă în climatele temperate, lucrează prin procese de pantă și de vale, prin înaintarea rîurilor și torenților spre obîrșii, prin aluvionarea văilor, a cîmpiilor și a deltelor, în tendința de a atinge cu timpul un nivel general ușor ondulat, cu pante reduse ca într-o regiune colinară de mică amplitudine, deasupra căreia saltă ici-colo monadnocuri, martori ai vechilor înălțimi, cruțați fie datorită unor roci mai dure, fie datorită depărtării relative de văile principale.

Exemplele, ce se pot extinde și la alte zone climatice (nivelarea din ținuturile periglaciare cu curgerile solifluxionale, cîmpiile de abraziune marină cu netezirea lor ideală, alternările intense din zona ecuatorială îmbinate cu eroziunea apelor curgătoare etc.), arată tendința generală de nivelare a reliefului, de aplatizare, de nimicire lentă a înălțimilor.

Peneplena ca suprafață de netezire, în sensul larg al cuvîntului, cum a definit-o W. M. Davis (340), rezultată de pe urma diferiților agenți modelatori, nu exclusiv a apelor curgătoare și, cum a fost completată ulterior, nu numai de eroziune, ci și de acumulare (de unde insuficiența termenului folosit pe vremuri de *platformă de eroziune),* este o realitate, cu toate că unii autori o consideră doar o abstracție, fiind o limită care nu ar fi fost atinsă nicăieri. Situațiile reale de pe teren par să dezmintă această afirmație. Asemenea forme aproape plane (de unde justificarea variantei engleze a termenului, *peneplain*) se întîlnesc totuși în multe locuri și sînt atestate ca atare de cercetări recente, dar ele par să se lege de arealul unor catene muntoase vechi (hercinice, caledonice), întrucît se presupune că pentru realizarea lor este necesară o perioadă de timp extrem de lungă, de multe milioane de ani. Se menționează ca peneplene tipice Podișul Donețului, restul unor munți din formațiuni paleozoice, ca Munții Timan (bazinul Peciorei), porțiuni din Podișul Katanga, din Podișul Guyanelor etc. Deși netezite, peneplenele se deosebesc de *suprafețele primordiale* rezultate de pe urma regresiunii marine de exemplu, întrucît acestea după o îndelungată perioadă de timp pierd prin ablație (prin fragmentare în adîncime și apoi prin extensiune

laterală) o întreagă pătură de formaţiuni existente mai dinainte. Este deci rezultatul modelării, nu al sedimentării, de unde şi forma ei larg ondulată, cu o uşoară energie de relief şi pante reduse.

Între obiecţiile aduse noţiunii, este şi aceea că formarea peneplenei (343) nu se poate explica exclusiv prin apele curgătoare, întrucît în profilul longitudinal ele au nevoie de o anumită înclinare pentru a fi capabile nu numai să curgă, nu numai să transporte, dar chiar să poată eroda pînă la o atare limită ; or, asemenea pante nu se pot realiza numai prin apele curgătoare. Apoi, dacă în profil transversal reculul versanţilor nu se poate concepe fără intervenţia unor procese anexe (surpări, alunecări), în condiţiile climatului nostru, solifluxiuni, alterări etc., în alte condiţii climatice pentru partea superioară a interfluviilor ablaţia nu se poate concepe decît prin agenţi aparţinînd altor sisteme morfogenetice. Iată pentru ce, în întregirea vechiului ei înţeles, se admite că peneplena nu ar fi putut fi realizată decît prin cooperarea în decursul timpului a mai multor mecanisme morfoclimatice succedate unele după altele.

În lumina concepţiilor davisiene însă, care leagă formarea peneplenei exclusiv de un aşa-numit *ciclu de eroziune*, care presupunea o îndelungată stabilitate a scoarţei terestre, încheiată printr-o bruscă schimbare de raport cu nivelul de bază (pricinuită fie de înălţarea terenului, fie de o coborîre a nivelului marin), explicarea formării peneplenei rămîne insuficientă şi artificială. Asemenea mişcări, fie epirogenetice dovedite de cercetările neotectonice mai pretutindeni şi aproape permanente ca o pulsaţie continuă a scoarţei, fie eustatice, care au înregistrat numai în cuaternar variaţii de peste 100 m ale nivelului mărilor, nu se pot conexa în limitele relativ rigide ale teoriei ciclice. Dovezi convingătoare aduse în ultimele decenii arată că vîrsta peneplenelor din munţii vechi ai Europei vestice datează chiar din era primară (de exemplu peneplena pretriasică) sau secundară. Or, într-un atît de îndelungat interval de timp, nu numai că nivelul de bază a variat enorm, dar s-au putut succeda pe acelaşi loc climate diferite, fiecare dintre ele punînd în acţiune altă categorie de agenţi denudatori, cu alte mijloace de nivelare a terenului. Iată pentru ce peneplenele cele mai tipice, în roci dure care au fost identificate, se leagă în genere de vechile structuri terestre.

Şi mai dificilă de explicat, la nivelul cunoştinţelor actuale, este succesiunea în altitudine, adică etajarea mai multor peneplene. Această etajare este de asemenea o realitate de netăgăduit. Exemplul clasic al Carpaţilor Meridionali şi îndeosebi al jumătăţii lor apusene, cu cele trei mari suprafeţe peneplenizate relevate de Emm. de Martonne, este fără îndoială un element grăitor. Explicarea lor însă pe baza ciclurilor de eroziune nu pare satisfăcătoare. Pentru explicarea formării şi etajării nivelelor de netezire, cercetînd realităţile din altă regiune (Alpi), A. Penck a ajuns la noţiunea de *nivel al crestelor* sau *Gipfelflur* şi la o altă explicaţie prin intersecţia versanţilor cu individualizarea unui nivel superior de denudare (*Oberes Denudationsniveau*) racordabil de la o culme la alta (355). Mai tîrziu, studiind aceeaşi problemă în arii herciniene, W. Penck ajunge la noţiunea *treptelor de piemont (Piedmonttreppe)* şi la explicaţia formării lor prin interacţiunea simultană a eroziunii şi ridicării regiunii (356). Înseşi deosebirile acestea de vederi în explicarea unor forme înrudite arată că, cu toată

ingeniozitatea şi logica strînsă cu care sînt urmărite în rezolvarea lor aceste teorii, fiecare prezintă fisuri serioase sau laturi discutabile. Şi într-adevăr discuţiile purtate mai ales în ultimele trei decenii pe aceste probleme de bază ale geomorfologiei au fost atît de ample şi uneori chiar înfierbîntate, încît au dus la adînci revizuiri şi la căutarea de noi soluţii.

În vremea din urmă se dezvoltă cu impetuozitate o nouă teorie pentru explicarea nivelării reliefului, şi anume cea a *pediplenei,* care tinde să înlocuiască explicaţiile anterioare legate de peneplenă. De fapt ideea este mai veche şi a pornit de la cercetarea teritoriilor semiaride tropicale şi subtropicale în care se înregistrează, cum s-a arătat anterior, diferenţieri însemnate în opera de modelare, avînd ca termen final *pedimentul.* Reluată de D. Johnson (344), iar mai recent de L. C. King (346), care a îmbogăţit-o prin noi elemente, ea cîştigă în prezent tot mai mulţi adepţi.

Spre deosebire de celelalte cîmpii care sînt regiuni de acumulare, pedimentul este o cîmpie de eroziune rezultată de pe urma reculării povîrnişurilor pe planuri înclinate paralele cu ele însele (de unde termenul de *eroziune tangenţială* propus de G. Goubert), spre deosebire de modul cum a fost explicată evoluţia versanţilor prin teoria peneplanaţiei, care admite scăderea treptată a înclinării acestora, cum s-a spus, prin potolirea pantelor. Concepţia mişcării continue a unghiului pantelor, cu ajutorul creării unui nivel de bază local şi al proceselor complimentare de pantă (pluviodenudaţie, ravinaţie, alunecări), este de altfel contrazisă de concepţia regresului lateral al povîrnişurilor fără modificarea pantei iniţiale, adică *retragerea paralelă a versanţilor.* După adepţii teoriei pediplanaţiei, acest mecanism atît de evident în ţinuturile deşertice ar fi valabil şi în climatele umede, în felul acesta retragerea paralelă a povîrnişurilor ar fi o lege generală a evoluţiei reliefului (aceasta este de altfel una dintre laturile încă insuficient documentate ale teoriei pediplanaţiei). Pe de altă parte, problema se leagă şi de alte condiţii, cum sînt cele de rocă, de structură, de climă etc.

De fapt în pediplanaţie se desprind, în afara procesului menţionat al retragerii paralele a versanţilor prin denudaţie, un al doilea proces, de nivelare a suprafeţei pedimentelor, şi chiar un al treilea, de acumulare a materialelor rezultate la periferia acestuia. (De aici şi analogiile ce se fac chiar în climatul nostru între porţiunile de eroziune din munţi şi depozitele piemontane de la marginea lor, precum şi studiile ce se fac în legătură cu depozitele corelate.) Rezultanta finală, *pediplena,* apare astfel mult diferenţiată de termenul final al *peneplenei.* Prima a fost definită ca *o suprafaţă multiconcavă,* pe cînd a doua ca *o suprafaţă multiconvexă* sau sinuoasă (343).

Prin teoria pediplanaţiei se explică mult mai firesc şi etajarea suprafeţelor nivelate prin denudare: sub influenţa mişcărilor tectonice sau a variaţiilor climatice, pedimentele — care reprezintă forme de echilibru morfologic — pot trece la o situaţie nouă, începînd să se dezvolte o altă generaţie de pedimente la un nivel mai coborît, cu tendinţa de a se extinde în detrimentul celor rămase la nivele mai ridicate. *Monadnocurile* şi *munţii reziduali* se explică astfel uşor ca resturi interfluviale în urma pediplanaţiei.

Fără îndoială că teoria pedimentului exclude pe aceea a peneplenei. Cu toate elementele foarte convingătoare pe care le conţine, generalizarea acestei teo-

rii are încă nevoie de unele cercetări în alte climate decît cel deşertic şi semideşertic, între altele mai ales în climatul temperat. Studiile din acest domeniu începute şi în ţara noastră, între alţii de Gh. Pop în Munţii Gilăului, pe baza depozitelor corelate şi a punerii la contribuţie a schimbărilor climatice (358), sau cele datorite lui Gr. Posea şi Val. Velcea (206) par să deschidă noi orizonturi în cercetarea vechilor suprafeţe de nivelare.

Pe ansamblu, termenul final al reliefurilor aplatizate (indiferent dacă explicaţia genetică ce li se poate aplica este cea legată de peneplenă sau de pediplenă) se obţine în perioade extrem de îndelungate de timp. Astfel, de exemplu, modelarea platformei Fărcaşa din Munţii Apuseni ar fi durat după cercetările recente (327), (358) din danian (finele cretacicului superior) pînă în oligocenul superior, ceea ce ar reprezenta circa 36 de milioane de ani. Aceasta nu exclude însă formarea în intervale mai limitate de timp a unor nivele mai imperfecte, poate mai puţin întinse spaţial, legate de perioadele de stabilitate relativă a terenurilor şi de deranjamentele datorite mişcărilor oscilatorii (de înălţare şi coborîre pe verticală), ce pot surveni local. În această categorie pot fi incluse nivelele crestelor *(Gipfelflur)*, acele glacisuri sau tăpşane de povîrniş *(rock plain)* care atrag atenţia la marginea catenei vulcanice din estul Transilvaniei (359), *piemonturile* ca forme de acumulare, complexele de terase, care acoperă pe alocuri regiuni întinse etc. Aceste forme nivelate, înfăptuite în perioade mai scurte de timp, sub înrîurirea schimbărilor climatice şi deci a trecerii de la un sistem morfoclimatic la altul, pe care cercetătorii le înglobează — cel puţin provizoriu — sub denumirea generalizată de *suprafeţe de netezire*, interesează într-o mai mare măsură problemele practice, legîndu-se direct de utilizarea terenurilor cu stabilitate asigurată. Ele nu se exclud din ansamblul operei generale şi îndelungate de nivelare, ci fac parte din acestea ca stadii sau faze limitate, ca părţi în care se deosebesc mai clar amprentele agentului (sau agenţilor) care le-a făurit.

Cele două schimbări însemnate pentru geomorfologie, care survin în decursul neîntreruptei opere de nivelare a reliefului, şi anume : schimbările datorite mişcărilor oscilatorii ale scoarţei (deci datorite forţelor endogene) şi schimbările climatice, trebuie îndeosebi avute în vedere în urmărirea proceselor expuse în lucrarea de faţă, întrucît ele reprezintă *limite* în desfăşurarea proceselor de modelare. Bineînţeles însă că aceste limite nu trebuie considerate ca nişte întreruperi bruşte — cum în mod nereal erau considerate în unele concepţii mai vechi —, ci ca nişte *tranziţii lente* de la o stare la alta, sub interacţiunea complexă şi simultană a denudaţiei şi a mişcărilor scoarţei.

Pentru a ne apropia şi mai mult de cadrul limitat cel puţin ca timp al cercetărilor de geomorfologie aplicată legată de procesele urmărite, trebuie să subliniem şi o altă realitate incontestabilă, utilă mai ales în condiţiile geomorfologiei din climatul temperat în care este situată ţara noastră : noţiunea de *profil de echilibru* al văilor apelor curgătoare. Cu toate că acesta nu reprezintă decît un echilibru provizoriu, el este totuşi suficient pentru dimensiunile de ordin istoric în care activăm şi construim şi poate fi folosit ca fundamentare pentru lucrările ce necesită o bază fixă.

Dar, dacă rupturile de echilibru de ordin geologic (glaciaţiile, mişcările tectonice sau cele eustatice) se produc lent, în schimb rupturile de echilibru pricinuite de om, se produc cu bruscheţe şi pot dezlănţui schimbări fundamentale în

desfăşurarea tuturor mecanismelor care conlucrau în mod echilibrat mai înainte la modelarea ritmului lent natural. Pînă la readaptarea lor la noile condiţii, teritoriul respectiv intră din plin în domeniul eroziunii accelerate. Prin larga extensiune a intervenţiei omului în mediul natural, s-a putut afirma pe drept cuvînt că factorul antropic a ajuns în prezent unul dintre cei mai importanţi factori de modelare a reliefului şi este pus pe acelaşi plan de către geomorfologia actuală cu marile schimbări de ordin geologic, ori climatic din decursul vremurilor.

În condiţiile unei continue dezvoltări economice nu putem menţine natura în formele ei intacte ; în măsura însă în care omenirea are nevoie de tot mai multe resurse, în care omul este dotat cu puterea unei tehnici moderne tot mai cuprinzătoare în lupta lui cu calamităţile naturale, se pune tot mai acut problema exploatării prin organizarea riguros ştiinţifică a terenurilor. Să folosim ceea ce oferă terenul, dar în acelaşi timp să-i dăm îngrijirile necesare ca oricărui organism supus la eforturi. Numai astfel ele pot fi solicitate la o productivitate superioară, menţinînd în acelaşi timp echilibrul natural sau creînd cu bună ştiinţă noi situaţii de echilibru local, pe baza cunoaşterii legilor care guvernează dinamica mecanismelor specifice morfoclimatului respectiv.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. II. LATURA APLICATĂ A GEOMORFOLOGIEI

Dacă analiza fenomenelor prezentate dă pe alocuri indicaţii directe pentru practică, scopul lucrării nu este decît de a da orientare pe fundamente ştiinţifice pentru specialiştii din domeniul proiectării şi executării lucrărilor de teren. De altfel geomorfologia aplicată nu trebuie să meargă pînă la soluţii tehnice, ci doar să indice aspectele proprii ale domeniului de aplicare practică, văzut în complexitatea sa, în interdependenţă teritorială şi în evoluţia lui în timp ; privit deci ca un „organism" în continuă transformare.

Unele probleme actuale ale geomorfologiei aplicate. Legături între latura ştiinţifică teoretică şi cea practică, dar mai ales invers de la practică la geomorfologia teoretică, au existat mai de multă vreme. În unele lucrări legate de conservarea terenurilor, practica era fundamentată fie pe metode empirice rezultate din experienţa seculară sau milenară (de exemplu în arăturile de-a lungul curbei de nivel, în unele asolamente simple, în construcţia agroteraselor etc.), fie făcînd apel la metode indicate de tehnică şi pe bază de calcule matematice (îndiguiri, construcţia sistemelor de irigaţie şi a lacurilor de acumulare etc.). Pînă la un timp cînd geomorfologia se afla în faza de formare, aceasta a împrumutat de la disciplinele practice unele elemente de conţinut. Între acestea unele au devenit noţiuni de bază ale geomorfologiei (de exemplu *profilul de echilibru* al cursurilor de apă, definit de inginerii italieni care lucrau la amenajarea cursului Padului, şi enunţat încă de la 1697 ; *torenţii* introduşi de S u r e l pe la 1841 etc.). Ulterior, geomorfologia teoretică a intervenit adesea în probleme de interes practic, indicînd uneori chiar soluţii, fără însă ca acestea să constituie parte integrantă a preocupărilor de specialitate.

Între primul şi al doilea război mondial, executarea mai multor lucrări de teren în cadre teritoriale mai largi (pentru combaterea eroziunii şi a îmbunătăţirilor funciare de exemplu) sau mai restrîns (pentru lucrări legate de sistematizări urbane etc.) impunînd cu necesitate fundamentări ştiinţifice a făcut să se solicite mai întîi incidental, apoi din ce în ce mai frecvent, geomorfologia în sprijinul unor astfel de lucrări. Începuturile unei organizări mai susţinute în această privinţă par să se fi făcut în Anglia în perioada crizei dintre 1929 şi 1933 (357).

După cel de-al doilea război mondial, mai ales datorită alarmei date în multe ţări în legătură cu situaţia îngrijorătoare a terenurilor degradate, ori cu necesităţile de extindere a industriei prin apariţia de noi ramuri etc., geomorfologia aplicată a apărut simultan într-un mare număr de ţări.

Datorită dezvoltării într-un ritm necunoscut a industriei (cu construirea a numeroase întreprinderi, baraje şi hidrocentrale etc.), a îmbunătăţirilor funciare, a sistematizării aşezărilor urbane etc., care necesită fundamentări ştiinţifice ale tuturor lucrărilor executate la teren, geomorfologiei aplicate îi revine probleme importante de rezolvat.

Necesităţile care au impus apariţia geomorfologiei aplicate au constituit astfel şi prima ei şcoală. Au existat desigur tatonări în rezolvarea unor probleme. Prin legăturile directe cu tehnicienii şi constructorii, deci cu practica, s-au veri-

ficat pe loc propunerile făcute şi soluţiile alese. Geomorfologia a trecut astfel în latura aplicată un adevărat examen al posibilităţilor ei. S-au ivit pentru ea însăşi probleme noi de metodică: introducerea de metode cantitative şi de precizie (care au necesitat introducerea determinărilor granulometrice, probelor tehnologice etc.), extinderea la cercetările experimentale (în numeroase staţiuni de cercetare direct în natură la punctele cheie), folosirea în măsură tot mai largă a calculelor matematice etc. Rezultatul acestor contacte cu practica au depăşit aşteptările: geomorfologia aplicată s-a impus ca o nouă şi viguroasă ramură, foarte solicitată a geografiei, iar latura teoretică la rîndul ei s-a îmbogăţit cu noi cunoştinţe, cu noi fundamentări utile pentru precizarea noţiunilor şi a relaţiilor dintre fenomenele cercetate.

A început să se dezvolte o largă bibliografie a noii discipline şi să apară chiar primele tratate care încearcă să definească obiectul şi metodele geomorfologiei aplicate, cum este între altele cel a lui V. T. Zvonkova apărut în 1959 (364). Întrucît prin însuşi specificul ei geografia fizică (ştiinţă a relaţiilor dintre învelişurile terestre aflate într-o strînsă interacţiune reciprocă) îşi are un netăgăduit rol practic, fiind singura ştiinţă cu posibilităţi de a defini în ce constă echilibrul natural în întregul fiecărei regiuni a globului şi care sînt elementele ce pot duce la ruperea acestui echilibru, cu declanşarea întregului şir de consecinţe ce pot urma, dezvoltarea geomorfologiei aplicate se face în strînsă legătură cu făurirea unei geografii aplicate. În cadrul acesteia, un loc de seamă revine geomorfologiei aplicate (357). În legătură cu procesele urmărite în lucrarea de faţă, sînt necesare astfel nu numai cunoştinţele geomorfologiei aplicate, ci şi cele mai largi ale întregii geografii aplicate.

Marea mişcare ce s-a produs în lume în legătură cu dezvoltarea geomorfologiei aplicate a făcut ca începînd din 1956 (la Congresul internaţional de geografie de la Rio de Janeiro) aceasta să intre în preocupările permanente ale congreselor internaţionale de geografie şi să se instituie o comisie permanentă de geomorfologie aplicată pe lîngă Uniunea Internaţională de Geografie, avînd scopul de a urmări prin reuniuni şi colocvii naţionale şi internaţionale promovarea noii ramuri a geografiei.

În faza actuală, caracterizată încă prin impreciziuni şi acumulare febrilă de date, problemele esenţiale în care se lucrează cu deosebire în geomorfologia aplicată sînt în parte cele menţionate de V. T. Zvonkova: a) cele legate de *îmbunătăţirile fondului funciar* (în combaterea şi prevenirea eroziunii solului, în lucrările de îndiguiri şi desecări, în stabilirea tipologiei staţionale forestiere, în organizarea teritoriului pentru stabilirea folosinţelor agricole şi a asolamentelor sau a mecanizării etc.), b) cele legate de *construcţii* (de baraje pentru lacuri de acumulare de interes hidroenergetic şi de regularizare a debitelor, de drumuri moderne şi de căi ferate, îndeosebi în locurile cu relief accidentat, de exploatare a zăcămintelor, mai ales prin sistemul de cariere etc.), c) cele legate de *geografia oraşelor*, pentru alegerea locurilor bune de aşezare a noilor centre sau cartiere urbane (de unde necesitatea hărţilor de detaliu a declivităţilor şi proceselor de pantă), pentru lucrările de stabilizare a unor terenuri instabile din limitele intravilanului, pentru aprovizionarea cu apă potabilă şi industrială, cu materiale de construcţie din apropiere etc., domeniu la care participă din plin şi celelalte ramuri ale geografiei aplicate. În afară de acestea, pe baza metodelor geomor-

fologice se încearcă investigarea unor zăcăminte utile sau identificarea structurilor de adînc, ca reflexe ale unor mişcări neotectonice de boltire sau coborîre subsidentă sau ale unor trăsături specifice ale morfologiei locale.

După cum se vede, domeniul de cercetare al geomorfologiei aplicate este destul de vast. Se pune problema precizării, pe de o parte, a *metodelor* celor mai potrivite pentru cercetările respective, care de multe ori depăşesc graniţele celor folosite în geomorfologia teoretică, pe de altă parte, a *limitelor* pînă la care trebuie să se extindă cercetările de geomorfologie aplicată fără ca ea să se suprapună ramurilor tehnice în sprijinul cărora vine.

O altă problemă importantă care stă în prezent în faţa geomorfologiei aplicate este dacă ea trebuie să se dezvolte ca o ramură independentă în cadrul geografiei fizice, cu crearea de cadre specializate care să lucreze în continuitate în problemele respective, deci cu posibilităţi de acumulare a unei experienţe şi a unei metodologii proprii, ba chiar cu ajungerea la unele principii şi reguli proprii, care să închege într-un sistem unitar întreaga disciplină, sau alternativa ca în lucrările de geomorfologie aplicată să ia parte ocazional geomorfologi teoreticieni. Cum este şi firesc, majoritatea iniţiatorilor acestei noi ramuri înclină spre prima alternativă, singura care oferă posibilităţi de progres şi de reală dezvoltare.

Cercetări de geomorfologie aplicată în România. Înaintea celui de-al doilea război mondial unele dintre lucrările de geomorfologie apărute atingeau şi probleme de folosinţă practică. Menţionăm ca exemplu tratarea despre procesele elementare în modelarea versanţilor a lui G. Vâlsan (29), folosită ca un adevărat îndrumător de specialiştii ce lucrează la combaterea eroziunii. Abia însă sub regimul democrat-popular şi mai ales după 1949 cînd se trece la economia planificată a ţării noastre, geomorfologia aplicată — şi pe plan mai larg geografia aplicată — începe să se dezvolte la noi, trebuind să răspundă numeroaselor sarcini ce i-au revenit în sistematizarea regională a fostului judeţ Hunedoara, cu amplasarea mai multor obiective industriale şi construcţia unor noi cartiere şi oraşe (1949), cu participarea la lucrările de sistematizare a 66 de oraşe, de pe urma cărora au rezultat tot atîtea monografii tratînd problemele solicitate de specialişti (1949—1951), apoi studiile întocmite în legătură cu dezvoltarea bazinului carbonifer Petroşani (1953) şi a centrului metalurgic Reşiţa (1955), cercetările făcute în legătură cu situaţia terenurilor degradate din Podişul Moldovei (1954) sau cele întreprinse în legătură cu irigarea unor porţiuni din sud-estul Olteniei etc.

Din asemenea studii speciale s-a putut acumula o experienţă utilă în unele ramuri ale geografiei aplicate, în primul rînd a geomorfologiei aplicate (în studiul proceselor de pantă, în problema cartografierii de detaliu a elementelor morfometrice : energie de relief, declivităţi etc.).

În această perioadă, în lucrările cu caracter aplicat, geografii au fost călăuziţi doar de propriile lor intuiţii şi de cerinţele practicienilor, şi unii şi alţii puţin orientaţi în privinţa scopurilor şi limitelor pînă la care trebuie să meargă geografia aplicată, de unde oscilarea între extremele de a da doar unele noţiuni orientative destul de elementare sau a pătrunde la cererea practicienilor dincolo de limitele specialităţii în unele chestiuni de pură tehnică. Alteori geomorfologii teoreticieni nu s-au putut desprinde de preocupările pur teoretice ale specialităţii, predînd institutelor de proiectare materiale nefolositoare pentru practică.

În felul acesta s-a pus şi la noi, fără a se fi rezolvat încă sub raport metodologic, problema precizării domeniului geomorfologiei aplicate: cît trebuie să preia aceasta din geomorfologia teoretică şi pînă unde trebuie să înainteze în latura practică: să dea doar unele indicaţii geomorfologice accesibile practicienilor, prin care aceştia să capete vederea de întreg a angrenajului elementelor naturii în care procesul local asupra căruia se îndrepta atenţia este doar o componentă, lăsînd apoi pe aceştia să intervină cu tehnica specialităţii lor pentru executarea lucrării? Sau să meargă mai departe analizînd prin cunoştinţele de geomorfologie — ajutat şi de calculele tehnice ale proiectantului — în ce măsură lucrările ce urmează a se executa nu cauzează vreun dezechilibru în natură, menit să dăuneze undeva? La noi s-a lucrat mai ales în prima variantă.

Pentru cea de-a doua alternativă, mult mai utilă, devin necesare trecerea la o specializare în geomorfologia aplicată şi urmărirea cu continuitate a unor procese din aceeaşi categorie, în multiplele lor forme de manifestare, crearea unor tipologii (a formelor de teren, a proceselor care au loc etc.).

Problemele în care s-a lucrat cu deosebire în ţara noastră sînt următoarele:

Ameliorarea terenurilor degradate şi prevenirea eroziunii solurilor constituie probleme de amploare mai ales în regiunile cu relief accidentat. Pe de o parte condiţiile naturale (pante accentuate, roci friabile sau cu potenţial ridicat de plasticizare, climatul continental cu ploi torenţiale), pe de altă parte cele economico-sociale din trecut şi cu deosebire cele din ultimii o sută cincizeci de ani — perioada burghezo-moşierească caracterizată în latura care ne preocupă aici prin vaste desţeleniri de păşuni pentru trecerea la agricultura extensivă şi prin vaste defrişări fie în acelaşi scop, fie pentru export de material lemnos — au dus la distrugerea terenurilor pe mari întinderi.

Contribuţia geomorfologiei teoretice a fost destul de amplă în această latură (începînd cu lucrarea lui Ion Simionescu din 1903 asupra Podişului Moldovenesc dintre Siret şi Prut (27) şi continuînd cu lucrarea lui G. Vâlsan asupra temeliei Bucureştiului din 1911 şi cu un mare număr de lucrări asupra alunecărilor şi altor procese de pantă din toată ţara). Lucrări mai apropiate de latura aplicată asupra terenurilor degradate au început însă abia după 1946, cînd Academia a iniţiat cercetări în bazinul Buzăului mijlociu. Lucrările au fost continuate în cadrul institutelor de proiectări, la care au contribuit colective de geografi în legătură mai ales cu corecţia torenţilor şi stăvilirea eroziunii de suprafaţă. În regiuni cu eroziune mai intensă (Subcarpaţii de la curbură, bazinul superior al Argeşului, Podişul Central al Moldovei, Cîmpia Transilvaniei), cercetările au avut în vedere, în afara repartiţiei teritoriale a proceselor de pantă, studiul depozitelor de cuvertură pe care acestea se grefează, sensul şi ritmul evoluţiei acestor procese în raport cu indicii morfometrici (pante, fragmentare), cu felul rocii, cu rupturile de echilibru natural datorite defrişărilor, suprapăşunatului etc. Cartografierea terenurilor degradate după categoriile proceselor ce le generează şi gradul lor de intensitate a fost sprijinită de apariţia hărţii eroziunii solurilor din România la scara 1 : 500 000, întocmită de Ministerul Agriculturii în 1954, cînd s-a făcut şi inventarierea pe categorii a acestor terenuri în întreaga ţară.

La rîndul lor, cercetările de geomorfologie aplicată din acest domeniu au adus contribuţii însemnate în latura teoretică, prin lucrările care au încercat să stabilească indici ai condiţiilor potenţiale de dezvoltare a eroziunii şi alunecărilor,

cele privitoare la sufoziune şi curgerile noroioase, cele privitoare la vîrsta şi tipologia alunecărilor etc.

Cercetări de geomorfologie aplicată s-au făcut şi în legătură cu *terenurile nisipoase,* îndeosebi în locurile unde sînt sau au devenit mobile în urma unor defrişări. Aşa s-a întîmplat în Oltenia de sud unde dunele fuseseră fixate prin împăduriri cu salcîm în ultimele decenii ale secolului al XIX-lea şi unde defrişările din timpul războiului au repus în mişcare nisipurile. Lucrările de ameliorare întreprinse de I.S.P.A. în 1958—1960 şi continuate recent de unele colective din Institutul de geologie şi geografie al Academiei au contribuit la lucrările de fixare prin plantaţii de vii, ierburi perene cu înrădăcinare adîncă sau reîmpăduriri cu salcîm.

La lucrările de *hidroameliorаţii* executate (desecări, îndiguiri, irigaţii, alimentări cu apă a oraşelor), au participat alături de geografii din Comitetul de Stat al Apelor şi cei din Institutul de geologie şi geografie sau de la Universitatea „Al. I. Cuza" din Iaşi, care au adus contribuţii privitoare la microrelieful zonelor respective şi la procesele ce au loc (sufoziunea malurilor, tasările terenurilor, posibilităţile de înmlăştinire, evoluţia meandrelor etc.). În acest sens se pot menţiona cercetările întreprinse pentru alimentarea oraşelor (Iaşi, Cluj, Dej, Reşiţa etc.), cele ce au urmărit variaţiile nivelului freatic din lunca Dunării, în vederea folosirii apelor pentru irigaţii, din luncile Someşului, Mureşului, Crişurilor şi Siretului (352).

Lucrările de construcţii de interes hidroenergetic (baraje şi lacuri de acumulare), de întreprinderi industriale, trasee feroviare etc., care au luat o atît de mare dezvoltare în ţara noastră după 1950, au necesitat studii de geomorfologie aplicată cu referire nu numai la incintele direct solicitate de construcţii, ci şi la teritoriile înconjurătoare pentru prevenirea eroziunii pantelor şi colmatarea văilor, pentru instalarea căilor de acces necesare aprovizionării cu materii prime şi materiale, pentru determinarea locului depozitelor, cartierelor de locuit etc. Pe terenurile ce au urmat să se inunde prin apele lacurilor de acumulare, s-au făcut cercetări de amănunt asupra fisuraţiilor şi permeabilităţii terenurilor în vederea evitării pierderilor de apă şi supraîncărcarea unor orizonturi, s-a cercetat stabilitatea terenurilor prin procese de modelare actuală etc.

Cercetări multilaterale, în care şi cele de geomorfologie au avut un rol însemnat, au fost făcute mai ales în zona lacului de acumulare de pe Bistriţa în amonte de oraşul Bicaz, sub egida Academiei. Ridicarea apelor lacului cu circa 90 m deasupra fostei albii, care a impus indicarea terenurilor pentru strămutarea celor 13 sate de pe sectorul ce s-a acoperit cu ape, a necesitat studii de detaliu asupra terenurilor înalte din jur, unde suprafeţele plane (eventuale fragmente de terase) sînt restrînse ca întindere şi, în condiţiile rocilor flişului, nu întotdeauna suficient de stabile. Pentru întreg complexul lacurilor hidrocentralelor de pe Bistriţa, inclusiv cele 12 hidrocentrale din aval de Stejaru, s-a instituit chiar o staţiune permanentă de cercetări geografice şi naturalistice la Pîngăraţi, în scopul urmăririi proceselor ce se desfăşoară după intrarea în funcţiune a noului complex de lucrări, deci de restabilire a unui nou echilibru în condiţiile naturale locale.

Sistematizările şi construcţiile de oraşe au solicitat de asemenea ample cercetări de geomorfologie aplicată (şi în genere de geografie aplicată), care au început încă din 1949—1951 cu 66 de oraşe şi au continuat cu studii despre

alte oraşe (Iaşi, Huşi, Suceava etc.). Studiile rezultate au urmărit între altele: cercetarea locurilor bune de construit în condiţii normale şi locurile care impun o tehnică specială pentru construcţii (în pante terasate, cu întărituri ale pantelor sau cu planşee de bază pe locurile expuse tasărilor etc.), de unde necesitatea întocmirii planurilor de amănunt ale declivităţilor, cu urmărirea nivelului freatic, cu natura terenurilor, cu analiza apropiată a proceselor de pantă etc. (350). În zona extravilanului s-au întreprins alte cercetări, legate de studierea terenurilor pentru obiective industriale, pentru construcţia sau lărgirea triajelor de cale ferată, de aeroporturi în cazul oraşelor mari, indicarea locurilor cu materiale de construcţie de utilitate curentă (pietriş, nisip etc.).

Întrucît însă oraşul — ca formă de organizare a unui teritoriu pentru îndeplinirea funcţiunilor complexe ce-i revin — pune problema unor cercetări multilaterale, s-au întreprins studii mai largi de geografie aplicată (legate de asemenea de climatul local, de hidrografie, de spaţiile verzi, de forţa de muncă, de aprovizionările cu apă, curent electric, materiale, produse agroalimentare etc.). S-a trecut astfel şi la conexarea cercetărilor de geomorfologie cu cele referitoare la alte ramuri geografice.

Se vede, aşadar, că începuturile făcute în ţara noastră în probleme de geomorfologie aplicată sînt destul de promiţătoare. Ele s-au întreprins însă mai mult izolat, rareori avîndu-se în vedere întreguri regionale mai întinse (351). În felul acesta, unul dintre principiile de bază ale geomorfologiei aplicate, şi anume integrarea proceselor studiate în ansamblul peisajului geografic din care fac parte, pentru urmărirea menţinerii echilibrului natural sau a creării unui nou echilibru local între elementele de peisaj, nu a stat întotdeauna la baza cercetărilor întreprinse. Or, această sinteză generalizată este absolut necesară şi obligatorie, întrucît numai geograful (în cazul de faţă geomorfologul) poate desprinde trăsăturile esenţiale şi rolul fiecărui element în dinamica generală.

Nu trebuie să se neglijeze de asemenea nici faptul că în faza actuală nu s-a trecut încă nici la crearea unor cadre specializate şi nici la organizarea unor sectoare speciale de geomorfologie aplicată în cadrul unităţilor de cercetare existente (la universităţi şi institute) care să aibă drept sarcină promovarea cu continuitate a unor direcţii de cercetare în acest domeniu şi stabilirea unei metodologii a specialităţii, ce diferă de a geomorfologiei teoretice, întrucît pătrunde mult mai departe în domeniul practicii, unde se cere mult mai mare precizie în studii.

Utilizarea organizată a teritoriului. Aceasta se impune de asemenea ca o altă consecinţă a analizei fenomenelor şi proceselor urmărite. Necesitatea a scos la iveală, în numeroase ţări, cercetări care tind a se reuni într-o nouă ramură a ştiinţelor geografice, şi anume *Studiul utilizării terenurilor (Land use* în engl., *ispolzovanii zemli în rusă*). Pusă pentru prima oară la Congresul internaţional de geografie de la Lisabona în 1948, problema modului de folosinţă a terenurilor, ca o necesitate tot mai imperioasă pentru economie, a constituit unul dintre obiectivele tuturor congreselor internaţionale de geografie care au urmat, acordîndu-i-se o atenţie din ce în ce mai mare, întrucît ea vine în sprijinul direct al rezolvării problemei atît de actuale a ridicării productivităţii terenurilor prin punerea lor în condiţiile menţinerii echilibrului natural. S-a creat chiar un organism internaţional permanent, Comisia de utilizare a solului pe lîngă Uniunea Internaţio-

nală de Geografie, care are ca scop dezvoltarea studiilor în această direcţie şi elaborarea unei hărţi mondiale de utilizare a solului la scara 1 : 1 000 000.

Cele dintîi cercetări în domeniul acesta au început în Anglia încă înaintea celui de-al doilea război mondial, din necesitatea de a cunoaşte condiţiile naturale locale pentru amenajarea regiunilor agricole şi pentru stabilirea metodelor de analiză specială efectuată în vederea acestor amenajări. Ele au fost urmate de studii în acest vast domeniu în S.U.A., Italia, Canada, Elveţia, Belgia etc. şi chiar în unele ţări în curs de dezvoltare ca Indonezia, Pakistan etc. Mulţimea şi importanţa studiilor prezentate numai după patru ani la următorul congres internaţional de geografie de la Washington (1952) şi interesul pe care l-au stîrnit acestea arată dezvoltarea extrem de rapidă pe care o capătă această nouă ramură a geografiei situată la limita dintre geografia fizică şi cea economică.

În ţările socialiste, în mod firesc studiile acestea capătă o mare amploare, ele fiind strîns legate de lucrările de organizare pe baze noi a fondului funciar; îndeosebi în R. P. Polonă, U.R.S.S. şi R. S. F. Iugoslavia, studiile acestea au ajuns la rezultate deosebit de interesante mai ales în legătură cu cartografierea utilizării terenurilor. J. Kostrowicki de la Universitatea din Varşovia a organizat a reuniune (1960) cu participarea reprezentanţilor majorităţii ţărilor socialiste, care a avut ca urmare o intensificare a cercetărilor în acest domeniu de aplicaţie practică. Remarcabile în această privinţă sînt hărţile de detaliu întocmite de W. Roubitschek de la Universitatea din Halle, pentru întreg teritoriul R. D. Germane, precum şi sistemul de profile care le însoţesc [1].

Studiile de utilizare a terenurilor nu se mărginesc doar la constatarea situaţiilor existente (prin inventarieri de categorii de utilizare a solurilor sau prin cartografieri care au menirea să fixeze momente de plecare la diverse acţiuni legate de fondul funciar), ci trec la analize de amănunt pe baze ştiinţifice a acestor situaţii şi a posibilităţilor lor de orientare spre utilizări superioare, cu productivitate ridicată sau de introducere în cultură a unor terenuri neproductive. Asemenea acţiuni sînt posibile numai în lumina cunoştinţelor geografice complexe, întrucît numai în raport cu acestea se pot urmări în mod real şi folositor condiţiile naturale în ansamblul lor, în interdependenţa lor strînsă şi în înrîurirea lor reciprocă.

Numai pe baza unor asemenea analize se poate trece în mod ştiinţific la măsuri de organizare raţională a teritoriilor agricole. Din numeroasele exemple de modificări iraţionale în structura utilizării terenurilor rămase din perioada mai veche, ne dăm seamă că în acest domeniu nu se poate proceda prin tatonări, ci numai pe baze de cercetări detaliate în legătură cu condiţiile fizico-geografice specifice, precum şi în legătură cu necesităţile de dezvoltare economică, cu posibilităţile de transporturi etc.

În ţara noastră cercetările privitoare la utilizarea terenurilor au început din 1949—1951, în cadrul colectivului de geografie al Academiei, care a şi efectuat prima hartă cu repartiţia pe întreaga ţară a categoriilor de folosinţă a terenurilor la scara 1 : 200 000. Metoda folosită la această cartografiere, pe areale şi ponderi, a fost relevată printre cele mai reprezentative la colocviul internaţional

---

1 *Sonderabdruck aus „Petermanns Geographischen Mitteilungen"*, 1964, 1-2 Quartalsheft.

de utilizare a terenurilor de la Varşovia (348). Ulterior s-au executat şi alte hărţi de utilizare a solului (361).

Lucrările din domeniul utilizării terenurilor au putut să se dezvolte cu deosebire după încheierea procesului de cooperativizare din ţara noastră, cînd s-a trecut la organizarea pe plan larg a teritoriului. Aceste lucrări nu urmăresc doar fixarea delimitărilor dintre diferitele exploatări agricole (prin gruparea marelui număr de loturi ale unităţilor agricole socialiste, mai înainte fragmentate şi întrepătrunse unele cu altele, în perimetre unitare) sau împărţirea lor pe sole necesare introducerii asolamentelor cu rotaţie lungă, ci vizează în egală măsură modificări în structura utilizării terenurilor pentru valorificarea lor superioară (de exemplu deşteleniri de păşuni de slabă productivitate sau defrişări de tufişuri neproductive pentru extinderea terenurilor arabile etc.), ceea ce face ca studiile de geografie aplicată să devină indispensabile pentru o judicioasă îndrumare a lucrărilor ce se execută.

În această situaţie sînt necesare cu deosebire studiile privitoare la formele mărunte de relief, la procesele elementare de modelare, care rezultă de pe urma modificării echilibrului local, creînd la rîndul lor, ele însele, rupturi de echilibru ce se leagă într-un cerc vicios cu primele, producînd dezastre. Marea varietate de relief pe care o prezintă fondul funciar al ţării noastre, cu extensiunea relativ mare a terenurilor în pantă, cu roci care favorizează pe alocuri procesele de eroziune, cu regim de ploi torenţiale etc. şi, ca urmare, marea diferenţiere a condiţiilor naturale chiar între regiuni aparent asemănătoare pun problema unei mai strînse colaborări a geomorfologiei cu practica agricolă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

INTRODUCERE

1. ANTONESCU — REMUŞI P. S., *Cercetarea cauzelor şi remediului innecurilor şi depunerilor din basinul superior al Prahovei*, Bucureşti, 1886.
2. BĂLOIU V., *Ameliorarea terenurilor erodate*, Bucureşti, 1955.
3. BAULIG H., *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*, Paris, 1956.
4. BOWMAN ISAIAH, *Le monde nouveau* (Adapté de l'anglais par J. Brunhes), Paris, 1928.
5. CHIRIŢĂ C., *Pedologie generală*, Bucureşti, 1955.
6. CHIRIŢĂ C., TUFESCU V., BELDIE AL., CEUCA G., HARING P., STĂNESCU V., TOMA G., TOMESCU AURORA şi VLAD I., *Fundamentele naturalistice şi metodologice ale tipologiei şi cartării staţionare forestiere*, Bucureşti, Edit. Acad. R.P.R., 1964.
7. COBĂLCESCU GR., *Studii geologice şi paleontologice asupra unor ţărîmuri terţiare din unele părţi ale României*, Bucureşti, 1883.
8. DEVDARIANI A. S., *Gheomorfologhiceskaia karta mira*, Izv. V.G.O., 1956, nr. 1.
9. ENGELN O. D., *Geomorphology. Systematic and regional*, New York, 1942.
10. GHEORGHIU GH. GR., *Apa căzută la Iaşi (din ploaie de zăpadă) în anii 1879 şi 1891—1914*, Viaţa românească, Iaşi, 1916, nr. 1—3.
11. GHERASIMOV I. P., *Opit gheomorfologhiceskoi interpretaţii obşcei shemî gheologhiceskogo stroeniia SSSR*, Problemî fiziceskoi gheografii, 1946, nr. 12.
12. GÎRBACEA V., *Africa, geografie fizică*, Bucureşti, Edit. didactică, 1964.
13. HARALAMB AT., *Opera instituţiilor forestiere la păstrarea, îmbunătăţirea şi restaurarea solului ţării*, Bucureşti, 1944.
14. IONESCU de la BRAD ION, *Excursion agricole dans la plaine de la Dobroudgea*, Constantinopole, 1850. Citatele din text după ed. rom. din An. Dobrogei, Constanţa, 1922, an. III, nr. 1.
15. — *Agricultura română din judeţul Dorohoi*, Bucureşti, 1866.
16. — *Agricultura română din judeţul Putna*, Bucureşti, 1869.
17. IONESCU-ŞIŞEŞTI G., *Fenomene de distrugere şi reconstituire a solului*, Bucureşti, 1925.
18. IONESCU-ŞIŞEŞTI G. şi STAICU IR., *Agrotehnica*, Bucureşti, 1958, vol. II.
19. ISSACENKO A. G., *Cartarea landşaftelor. Importanţa, starea şi problemele*, Tezele Congr. III, Soc. Union. Geogr., Kiev-Moscova, 1960.
20. KALESNIK S. V., *Starea actuală a teoriei landşaftelor*, Tezele Congr. III, Soc. Union. Geogr., Kiev-Moscova, 1960.
21. KOREŢKAIA L. A., *Eroziunea solului*, Bucureşti, 1951.
22. MIHĂILESCU VINTILĂ, *Porniturile de teren şi clasificarea lor*, Rev. geogr. rom., 1939, fasc. II—III.
23. MORARIU T., TUFESCU V., GRUMĂZESCU H., STĂNCESCU C. et MIHĂILESCU V., *Les processus de pente sur le territoire de la R. P. Roumaine*, in *Recueil d'études géogr., publ. à l'occ. du XIX-e Congr. Intern. de Géogr.*, Stockholm, 1960; Bucureşti, 1960.
24. MOŢOC M., TRĂŞCULESCU FL., *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei*, Bucureşti, 1959.
25. NIKOLAEV N. I., *Categoriile formelor de relief şi rolul factorului tectonic în dezvoltarea lor*, An. rom. sov., Ser. geol.-geogr., 1957, nr. 4.
26. RUSESCU D. R., *Chestiunea împăduririlor artificiale în România*, Bucureşti, 1906.
27. SIMIONESCU I., *Contribuţiuni la geologia Moldovei dintre Siret şi Prut*, Bucureşti, 1903.
28. TRICART J. et CAILLEUX A., *Cours de géomorphologie. Introduction à la géomorphologie climatique*, Paris, 1955.
29. VÂLSAN G., *Procese elementare în modelarea scoarţei terestre*, Bucureşti, 1945.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

DEZAGREGARE-ALTERARE

30. Bakker J. P., *Zur Entstehung von Pingen, Oricanga und Dellen in den feuchten Tropen, mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam)*, Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität, Berlin, 1938, vol. V.
31. Berry L. a. Buxton B., *The evolution of Hong Kong Harbour basin*, Z. f. Geomorph., 1960, t. IV.
32. Cannah T. A. a. Hubble G. D., *Laterites in The Geology of Queensland*, J. of the Geol. Soc. of Australia, 1960, t. 7.
33. Coteţ P., *Metode de reprezentări cartografice*, Bucureşti, 1954.
34. Dascăl C., *Cercetări asupra proprietăţilor de umflare a rocilor argiloase şi marnoase din minele de lignit*, Rev. minelor, 1957, nr. 5.
35. Denis P., *Amérique du Sud*, Col. „Géogr. Univ.", Paris, 1927, vol. I, II.
36. Derruau M., *Précis de géomorphologie*, Paris, Masson, 1956.
37. Enculescu P., *Cîteva gloduri (ochiuri) din podişul Moldovei*, Dări de seamă Inst. geol. al Rom., 1911, vol. II.
38. Florea N. şi Fridland V. N., *Solurile*, în *Monografia geografică a R.P.R.*, 1960, vol. I.
39. Haug E., *Traité de géologie*, Paris, 1927, t. I.
40. Iancu Silvia, *Elemente periglaciare în Masivul Parîngului*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
41. Jahn A., *Origin of granite tors*, Czasopismo Geogr., Varsovia, 1962, XXXIII.
42. Kacinski N. A., *Solul, însuşirile şi viaţa lui*, Bucureşti, 1953.
43. Kalesnik S. V., *Bazele geografiei fizice generale*, Bucureşti, 1959.
44. Kerr D., *Bauxite deposits in Northland New Zealand*, Dept. of. Sci. and Ind. Res., Inf. Series, 1961, nr. 32.
45. Launay L. de, *Géologie et minéralogie appliquées à l'art de l'ingénieur*, Paris, 1922.
46. Leneuf N., *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*, Thèse Sci., Paris, 1959.
47. Lovering T. S., *Significance of acumulator plants in rock weathering*, Bull. Geol. Soc., Americ., 1959, vol. 70.
48. Martonne Emm. de, *Traité de géographie physique*, Paris, 1951, t. II; 1955, t. III.
49. Martiniuc C., *Pantele deluviale. Contribuţii la studiul degradărilor de teren*, Probl. de geogr., 1954, t. I.
50. Naumov N. P., *Ecologia animalelor*, Bucureşti, 1961.
51. Nikolaev N. I., *Studiul proceselor de alterare* (trad. Inst. rom. sov., Bucureşti, 1952).
52. Niculescu Gh., *Suprafaţa de eroziune Borăscu în munţii Godeanu şi Ţarcu*, Com. Acad. R.P.R., 1959, nr. 4.
53. Niculescu Gh. şi Nedelcu E., *Contribuţii la studiul reliefului crio-nival din zona înaltă a munţilor Retezat-Godeanu-Ţarcu şi Făgăraş-Iezer*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
54. Obrucev V. A., *Bazele geologiei*, Bucureşti, 1952.
55. Oncescu N., *Geologia R.P. Române*, Bucureşti, 1957.
56. Petrescu P., *Recherches hydrochimiques dans la région NE de la Plaine Roumaine*, An. Inst. geol. al Rom., Bucureşti, 1940, vol. XX.
57. Popovăţ M. şi Spirescu M., *Cornetele de soluri roşii din NV Olteniei*, Bul. şt. Acad. R.P.R., 1952, t. IV, nr. 2.
58. Pora E. şi Roşca D., *Curs de citohistofiziologie animală*, Bucureşti, 1961.
59. Prodan I., *Flora pentru determinarea şi descrierea plantelor ce cresc în România*, Cluj, 1939, vol. II.
60. Raguin E., *Géologie appliquée*, Paris, Masson, 1934.
61. Richter N. B., *Sahara de neuitat*, Bucureşti, 1958.
62. Rougerie G., *Le façonnement actuel des modelés en Côte-d'Ivoire forestière*, Mém. IFAN, Paris, 1960.
63. Simionescu I., *Tratat de geologie*, Bucureşti, 1927.
64. Sion J., *Asie des moussons*, Col. „Géogr. Univ.", Paris, 1929.
65. Tricart J., *Cours de géomorphologie. II. Géomorph. climatique*, Paris, 1952, fasc. I.
66. Twidale C. R. a. Corbin Elizabeth M., *Gnammas*, Revue de Géomorph. dynamique, 1963, an. XIV, nr. 1—3.
67. Wilhelmy H., *Klimamorphologie der Massengesteine*, Westermann, Braunschweig, 1958.
68. Wolfenden E. B., *Bauxite in Sarawak*, Economic Geology, 1961, nr. 5.

ACȚIUNEA EOLIANĂ

69. Bailey W., *Research in China*, Carnegie Institution of Washington, Publ. nr. 54, 1906—1907.
70. Brătescu C., *Criterii pentru determinarea vîrstei teraselor cuaternare*, în vol. *Omagiu lui C. Kirițescu*, București, 1936.
71. — *Profile cuaternare în falezele Mării Negre*, Bul. Soc. geogr., 1933, vol. 52.
72. — *Falezele Mării Negre între Carmen Sylva și Schitu Costinești*, An. Dobrogei, Constanța, 1935, an. XVI.
73. Bucur N. și Barbu N., *Contribuții la studiul lutului loessoid de terasă din bazinul Siretului la N de Mărășești*, St. cerc. șt., Secț. biol. și șt. agric., Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1956, an. VII, fasc. II.
74. Călinescu Herta, *Dunele din Trei-Scaune*, Bul. Soc. geogr., 1934, t. LIII.
75. Chiriță C., *Nisipurile de la Hanu-Conachi din punct de vedere naturalistic și forestier*, An. Inst. cerc. și experim. forest., 1937, Ser. I, vol. III.
76. Chiriță C. și Bălănică T., *Cercetări asupra nisipurilor din sudul Olteniei*, An. Inst. cerc. și experim. forest., 1938, Ser. I, vol. IV.
77. Coteț P., *Cîmpia Olteniei*, București, 1957.
78. Fédorovitch B. A., *L'origine du relief des déserts de sable actuels*, în *Essais de Géographie. Recueil ... pour le XVIIIe Congr. Intern. de Géogr.*, Moscova-Leningrad, 1956.
79. Florea N., *Contribuții la cunoașterea nisipurilor din Cîmpia Tecuci*, Bul. șt. Acad. R.P. Române, Secț. biol., 1952, t. IV, nr. 4.
80. Galon R., *New investigations of inland dunes in Poland*, Przeglad Geogr., Varșovia, 1959, XXXI.
81. Gogălniceanu S., *Analiza chimică, mecanică și microscopică a loessului românesc*, București, 1939.
82. Gouda Hassanein Gouda, *Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz*, Geogr. Helvet., 1962.
83. Gripp K., *Über Werden und Vergehen von Barchanen an der Nordsee-Küste Schleswig-Holsteins*, Z. f. Geomorph., 1961, N.S., t. V.
84. Haase G., *Stand und Probleme der Lössforschung in Europa*, Geogr. Ber, 1963, nr. 27.
85. Ioan C., *Ploaia cu pulbere de la 26—27 aprilie 1928*, Bul. meteor. lunar, 1928, nr. 8.
86. Ionescu-Argetoaia I., *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. al Rom., 1914, vol. VIII.
87. Ionescu-Balea M. Șt., *Les dunes de l'Olténie*, Revue de Géogr., Paris, 1923, t. XI.
88. Jahn A., *Prezența structurilor periglaciare și a loessului în România*, An. rom. sov., Ser. geol.-geogr., 1957, nr. 2.
89. Keilhach K., Das *Rätsel des Lössbildung*, Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges., 1920.
90. Liteanu E., *Harta Cuaternarului din partea extracarpatică a R.P. R.*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1960, nr. 1.
91. Loczy L. de, *Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise ... in Ostasien*, Budapesta, 1893.
92. Lukașev K. I., *Problema loessurilor în lumina concepțiilor actuale*, Acad. de Șt. R.S.S. Bieloruse, Minsk, 1961 (trad. Inst. rom.-sov.).
93. Martonne Emm. de, *La Valachie*, Paris, 1902.
94. Micalevich-Velcea Val., *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*, București, 1961.
95. Murgoci G., *Climatul în România și regiunile învecinate în timpul cuaternarului trziu*, în *Opere alese*, București, 1957.
96. Naum Tr. și Grumăzescu H., *Problema loessului*, Probl. de geogr., 1954, t. I.
97. Obreja Al., *Considerații geomorfologice asupra nisipurilor din Cîmpia Tecuciului*, Probl. de geogr., 1956, t. IV.
98. Obrucev V.A., *Aus China*, Leipzig, 1896.
99. Rădulescu N., *Dunele de la confluența Bîrladului*, Milcovia, Focșani, 1931, nr. 2.
100. Richtofen Fr. von, *Reisen in nördlichen China*, Jahrb. geol. Reichsanst, 1872.
101. — *China*, 1877, vol. I.
102. Rondeau A., *Recherches géomorphologiques en Corse. Tectonique et érosion differentielle*, Paris, Colin, 1963.
103. Sedlețki I. D. și Ananiev V. P., *Cenușile vulcanice din complexele de loess din sudul părții europene a U.R.S.S.*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1957, nr. 3.
104. Sobolev S.S. *Razvitie erozionnih protessov na territorii evropeiskoi ceasti SSSR i borba s nimi*, Moscova, 1948.

105. ŞTEFĂNESCU GR., *Relation sommaire sur la structure géologique dans les Jud. de Tutova, Fălciu, Covurlui, Ialomiţa et Ilfov*, Ann. Mus. Géol., 1895, Bucureşti, 1898.
106. THORARINSSON SIGURDUR, *L'érosion éolienne en Islande à la lumière des études téphrochronologiques*, Revue de Géomorph. dynamique, Strasbourg, 1962, an. XIII, nr. 7—8—9.
107. VÂLSAN G., *Influenţe climatice în morfologia Cîmpiei Române*, Dări de seamă Inst. geol. al Rom., 1915—1916, vol. VII.
108. WACHNER H., *Das Flugsandgebiet der Rétyingyir*, Jahrb. des Burzenländer Sächsischen Museums, Braşov, 1925, I.

PORNITURILE

109. ALMAGIA R., *Studi geografici sulle frane in Italia*, Mem. R. Soc. Geogr. Ital., Roma, 1910.
110. AVENARD J. M., *La solifluxion. Quelques méthodes de mécanique des sols appliquées au problème géomorphologique des versants*, Centre de documentation universitaire, Paris, 1962.
111. AVENARD J. M. et TRICART J., *Techniques de travail et idées de recherches. Application de la mécanique des sols à l'étude des versants*, Revue de Géomorph. dynamique, Paris, 1960, an. XI,nr. 10—12.
112. BADEA L., *Observaţii asupra unor alunecări din bazinul Buzăului*, Probl. de geogr., 1957, t. V.
113. BAY F. e TELLA G., *Le correzioni dei torenti*, Bibl. della Bonifica Integrale, Florenţa, 1939, t. V.
114. BRĂTESCU C., *Pămîntul Dobrogei*, în vol. jubiliar *Dobrogea*, Bucureşti, 1928.
115. CĂLINESCU M., *Cîteva consideraţii asupra alunecărilor din SE Cîmpiei Transilvaniei*, Natura, 1958, nr. 4.
116. — *Cîteva observaţii asupra microreliefului din bazinul văii Comlodului*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
117. — *Metode de studiere a panlelor, cu aplicaţie la Cîmpia Transilvaniei*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
118. CZEPPE Z., *Suffosion phenomena in slope loams of the upper San drainage basin*, Z. Badan Czwartorzedu w Polsce, 1960, t. IX, p. 297—331.
119. DANDESCU J., *Alunecările de straturi din munţele Cozla*, Anuarul liceului „P. Rareş", P. Neamţ, 1932—1933.
120. DESIO A., *Geologia applicata all ingegneria*, Milano, 1940.
121. DRAGOŞ U., *Deplasările de teren*, Bucureşti, 1957.
122. FROLOV A. M., *Măsuri pentru asigurarea stabilităţii maselor de pămînt şi a construcţiilor*, Moscova, 1954.
123. HELM A., *Der Bergsturz vom Elm*, Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., Zürich, 1882, XXXIV.
124. — *Ueber Bergstürze*, Neujahrsblatt d. Zür. natur f. Ges., 1882.
125. HERBAY A., *Pornituri de teren în bazinul Hîrtibaciului*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
126. KLIMASZEWSKI M., *Geomorfologia ogólna*, Varşovia, 1961.
127. KNORRE M. E., ABRAMOV S. K. şi ROGOZIN I. S., *Alunecările de teren şi măsurile de prevenire*, Moscova, 1961.
128. LEUZINGER V. R., *Controversias geomorphologicas*, Rio de Janeiro, 1948.
129. MACOVEI G. şi BOTEZ G., *Alunecări şi prăbuşiri de teren în judeţul Rîmnicu-Sărat*, Dări de seamă Inst. geol. al Rom., vol. VI, 1914—1915, Bucureşti, 1923.
130. MACAROVICI N., *Observaţii asupra alunecărilor de teren de la Iaşi, din primăvara anului 1942*, Rev. şt. „V. Adamachi", Iaşi, 1942, nr. 2—3.
131. MEYNIER A., *Glissements de terrain dans le bassin permien de Brive*, Revue de Géomorph. dynamique, 1961, an. XII, nr. 2.
132. MIHĂILESCU V., *Cîteva observaţii asupra formelor de teren din partea nordică a podişului Moldovei*, Rev. Moldovei, Botoşani, 1922, an. II, nr. 7.
133. — *Groholişurile de pe valea superioară a Stănicului moldovenesc*, Bul. Soc. rom. geogr., 1938, t. 57.
134. — *Pornilurile de teren şi clasificarea lor*, Rev. geogr. rom., 1939, nr. 2—3.
135. — *Curs de geomorfologie*, Bucureşti, 1946.
136. — *Observaţii asupra unor forme periglaciare între Sarmizegetusa şi Rîu de Mori*, Bul. şt. Acad. R.P.R, Secţ. geol.-geogr., 1957, nr. 2.
137. — *Pornilurile de teren de la Pucioasa*, Probl. de geogr., 1959, t. VI.

138. Morariu T., *Cîteva considerațiuni geomorfologice asupra crovurilor din Banat*, Rev. geogr. I.C.G.R., 1954, an. II.
139. Morariu T., Diaconeasa B. a. Gîrbacea V., *Age of landslidings in the Transylvanian tableland*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
140. Morariu T. și Tufescu V., *Procese de modelare în formațiunile loessoide din sudul Cîmpiei Române și Dobrogea*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Ser. geol.-geogr., Cluj, 1964, nr. 1.
141. Năstase G., *Centum monticuli — „Sula de movile"*, Lucr. Soc. geogr. „D. Cantemir", Iași, 1937, vol. I.
142. Oncescu N., *Alunecările de teren de la punctul de pescărie Slom-Balta Greaca*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
143. Passerini G., *La Frana di Montelparo*, Inst. Studio e difesa des Studo, Florența, 1956—1957, t. II.
144. Pavlov A. P., *Despre relieful cîmpiilor și schimbările lui sub influența acțiunii apelor subterane și de suprafață*, Rev. agriculturii, Moscova, 1898, t. III—IV.
145. — *Alunecările de pe versantul Volgăi între Simbirsk și Saratov în 1902*, Moscova, 1951.
146. Porucic T., *Relieful teritoriului dintre Prut și Nistru*, Bul. Soc. rom., geogr. 1928, t. 47.
147. Rădulescu N. Al., *Răspîndirea alunecărilor de teren în R.P.R.*, Probl. de geogr., 1959, t. VI.
148. Savarenski F. P., *Deplasarea maselor de pămînt*, Îndreptar de geol. tehn., Leningrad-Moscova, 1939.
149. Sliwa P. i Wilk, *Osuwisko w ban'skiey wyzney na Podholu*, Biul. Inst. Geol., Varșovia., 1953, t. 86.
150. Sparks B. W., *Geomorphology*, Londra, 1960.
151. Starkel L., *The development of Flysch Carpathians relief during the Holocene*, Prace Geogr. P.A.N., 1960, nr. 22.
152. Șeitan B., *Observații asupra unor procese de modelare a reliefului văii Mureșului între Vințul de jos și Mereteu*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
153. Trufaș Val., *Descrierea cîtorva tipuri de porniluri de teren actuale din SV Transilvaniei*, Natura, 1961, nr. 5.
154. — *Observații geomorfologice la Ripa Roșie*, Natura, 1962, nr. 3.
155. Tufescu V., *Forme de sufoziune în Moldova de nord*, în vol. omagial *Tr. Săvulescu*, București, 1959.
156. — *Forme de sufoziune în malul Borcii la N. de Feteşti*, Com. Acad. R.P.R., 1963, nr. 5.
157. — *Procese de pantă în bazinul Sitnei la N de Boloșani*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
158. — *Procese de pantă în împrejurimile orașului Brad*, Com. Acad. R.P.R., 1962, nr. 5.
159. — *Torenți de noroi în Vrancea*, Com. Acad. R.P.R., 1959, nr. 1.
160. — *Typologie des glissements de Roumanie*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
161. Zaruba Q. și Mencl V., *Geologia inginerească*, Praga, 1954.
162. * * * *Geologia tehnică*, București, Edit. tehnică, 1951.

MODELAREA PRIN APELE CURGĂTOARE

163. Armand D. L., *Procesul de eroziune naturală*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1956, nr. 3.
164. — *Studiul eroziunii în regiunile de stepă și silvostepă ale U.R.S.S. și măsurile antierozionale aplicate*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1954, nr. 4.
165. — *Natura fizică și căile de preîntîmpinare a eroziunii pe versanții arabili*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1958, nr. 3.
166. Badea L., *Depresiunea subcarpatică dintre Bistrița Vîlcii și Olt*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
167. Badea L. și Gh. Popa, *Contribuții la studiul teraselor Bistriței și depozitelor de terasă din sectorul Galu-Bicaz*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
168. Bennett H., *Elements of soil conservation*, New York, 1955.
169. Bîrsan A., *Contribuții la studiul degradărilor de teren din Oltenia de NV*, An. Inst. agron. „N. Bălcescu", București, 1957.

170. Cerkasov A. A., *Alimentarea şi aprovizionarea agricolă cu apă*, Moscova, 1950.
171. Conea Ana, *Contribuţii la studiul geomorfologic al Cîmpiei joase a Siretului*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
172. Coteţ P., *Piemonturile de acumulare şi importanţa studiului lor*, Probl. de geogr., 1956, t. III.
173. Coteţ P., *Unele date privind geomorfologia oraşului Bucureşti*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
174. Donciu C., *Ploile torenţiale din Vechiul Regat*, Bul. meteor. lunar, martie 1929.
175. Fournier F., *Climat et érosion*, P.U.F.-Paris, 1960.
176. Gîrbacea V., *Observaţii morfologice în partea de NE a Podişului Transilvaniei*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
177. Gîrbacea V. şi Belozerov V., *Depresiunea Deda-Porceşti*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
178. Grumăzescu H., *Contribuţie la cunoaşterea deltelor continentale din R.P.R.*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1957, nr. 3.
179. — *Contribuţii la cunoaşterea teraselor fluviale din zona subcarpatică dintre Cîlnău şi Şuşiţa*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
180. Gugiuman I., *Observări asupra cîtorva cazuri de meandre compuse din România*, Bul. Soc. rom. geogr., 1940, t. LIX.
181. Iancu M., *Cîmpia piemontană Săcele din depresiunea Bîrsei*, Probl. de geogr., 1956, t. III.
182. Iaroşenko P. D., *Geobotanica*, Bucureşti, 1962.
183. Ivanov L. A., *Despre transpiraţia speciilor de cîmp în stepa Derkul*, Lucr. Inst. forest. al Acad. Şt. U.R.S.S., Moscova, 1956, vol. 30.
184. Kozmenko A. S., *Combaterea eroziunii solurilor*, Bucureşti, 1956.
185. Liteanu E., *Geologia oraşului Bucureşti*, Com. geol., St. tehn. econ., 1952, Ser. E, nr. 1.
186. Lupu Silvia şi Ilie I., *Observaţii geomorfologice preliminare în bazinul rîului Galbenul (afluent al Gilortului)*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
187. Macar P., *Principes de géomorphologie normale*, Liège, 1946.
188. Martonne Emm. de, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, Paris, 1907.
189. Mihăilescu V., *Piemontul Getic*, Rev. geogr. I.C.G.R., 1945, an. II.
190. — *Piemonturile*, Com. Acad. R.P.R., 1957, nr. 1.
191. — *Asupra teraselor morfologice*, „Cursuri" I.C.G.R., Bucureşti, 1947.
192. — *Quelques notes sur les terrasses de rivières en Roumanie*, Rev. geogr. rom., 1939, t. II, nr. 1.
193. Morariu T., Savu A. şi Dumbravă F., *Densitatea reţelei hidrografice din R.P.R.*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Sect. geol.-geogr., 1956, t. I, nr. 1—2.
194. Morariu T., Mihăilescu V., Rădulescu I., Grumăzescu H., Badea L., Roşu Al. et Gîrbacea V., *Le stade actuel des recherches concernant les terrasses fluviales dans la R. P. Roumaine*, în *Recueil d'études géographiques*, Bucureşti, 1960.
195. Morariu T., Pişota I. şi Buta I., *Hidrologia generală*, Bucureşti, 1962.
196. Niculescu Gh., *Cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
197. — *Terasele Teleajenului în zona subcarpatică, cu privire specială asupra mişcărilor neotectonice cuaternare*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
198. Orghidan N., *Observaţiuni morfologice pe marginea ardeleană a Munţilor Vrancei*, Bul. Soc. rom. geogr., 1939, t. XXXVIII.
199. Paraschiv D., *Contribuţii la studiul apelor captive din Piemontul Cîndeşti*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
200. Paraschiv D., *Evolution paléogéographique du piémont de l'Argeş au cours du Pliocène*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
201. Passerini S., *Sur la dégradation des sols argileux en pente à la suite des actions hydro-météoriques*, V-ème Congr. Intern. de la Sci. du Sol, Leopoldville, 1954.
202. Pop Gh., *Noi contribuţii geomorfologice privitoare la cursul inferior al Mureşului. Vechiul curs Mureş-Bega*, Lucr. Inst. geogr. Cluj, 1947, vol. VIII.
203. Posea Gr., *Piemonturile din Ţara Lăpuşului*, Probl. de geogr., 1959, t. VI.
204. — *Ţara Lăpuşului*, Bucureşti, 1962.
205. — *Folosirea practică a reliefului de cuestă din zona Căpuş, Cluj*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
206. Posea Gr. and Velcea Val., *The piedmonts as a stage in the denudation of the Romanian Carpathians*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
207. Rode A. A., *Das Wasser im Boden*, Berlin, 1959.

208. Roşu Al., *Unele consideraţii paleogeografice în Subcarpaţii getici dintre Motru şi Gilort, privind levantinul superior şi cuaternarul*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
209. Savu Al., *Contribuţii la studiul reţelei hidrografice din bazinul Almaş*, Studia Univ. Babeş-Bolyai, Cluj, 1962.
210. Săl ăgeanu N., *Regimul de apă al plantelor* în *Manual de fiziologia plantelor*, Bucureşti, 1960, vol. II.
211. Schreiber H., *Einfluss der Bodenstruktur und Oberflächenzustandes auf Abfluss und Abtrag*, U.G.G.I., Ass. Gén. Toronto, 1957/I, 1958.
212. Silvestrov S. I., *Relieful şi agricultura în raioanele erodate*, Moscova, 1955.
213. — *Eroziunea şi asolamentele*, Moscova, 1949.
214. Tricart J., *Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau*, Revue de Géomorph. dynamique, 1961, 1.
215. Tufescu V., *Confluenţele şi formarea luncilor Siretului şi Prutului*, Rev. geogr. I.C.G.R., 1946, an. III, nr. 1—3.
216. — *Zona de subsidenţă de la Timişoara*, Com. Acad. R.P.R., 1957, nr. 2.
217. Ujvári I., *Hidrografia R.P.R.*, Bucureşti, 1959.
218. Vâlsan G., *Schimbarea cursului Ialomiţei la Bilciureşti*, Bul. Soc. rom., geogr. 1913, t. XXXIV, fasc. II.
219. — *Bucureşti din punct de vedere geografic. Temelia Bucureştilor*, Anuarul de geogr. şi antropogeogr., Bucureşti, 1909.
220. — *Rapport sur les dernières études concernant les terrasses des rivières en Roumanie*, Bul. Soc. rom. geogr., 1935, t. LIV.
221. Young A., *Caracteristic and limiting slope angles*, Z. f. Geomorph., 1961, N.S., t. V.

ACŢIUNEA APELOR MARINE LA ŢĂRM

222. Antipa Gr., *Delta Dunării*, Bucureşti, 1914.
223. — *Marea Neagră*, Bucureşti, 1941, vol. I.
224. Banu A. C., *Observaţii şi măsurători asupra oscilaţiilor de nivel actuale şi seculare a apelor Mării Negre la ţărmul românesc*, Hidrobiologia, 1961, nr. 2.
225. — *Données sur une transgression d'âge historique dans le bassin de la mer Noire et du bas-Danube*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
226. Banu A. şi Rudescu L., *Delta Dunării*, Bucureşti, 1965.
227. Beaumont E. de, *Leçons de géographie pratique*, Paris, 1845.
228. Berenbeim D. I., *Variaţiile multianuale ale nivelului Mării Negre şi stocul fluvial*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1959, nr. 4.
229. Bleahu M., *Observaţii asupra evoluţiei zonei Istria în ultimele trei milenii*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
230. Brătescu C., *Profile cuaternare în falezele Mării Negre*, Bul. Soc. geogr., 1933, t. LII.
231. — *Delta Dunării. Geneza şi evoluţia sa morfologică*. Bul. Soc. geogr., 1922, t. XLI.
232. — *Contribuţii la cunoaşterea „Coastei de Argint" şi a „Văii-fără-iarnă" (Balova)*, An. Dobrogei, Constanţa, 1937, an. 18.
233. — *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în Cuaternar*, Bul. Soc. geogr., 1942, t. LXI.
234. Ciocîrdel R., *La circulation générale des eaux de la mer Noire*, Bul. Soc. geogr., 1937, t. XXXVI.
235. Coteţ P., *Evoluţia morfohidrografică a Dellei Dunării*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
236. Cvijić J., *La Péninsule Balkanique*, Paris, 1918.
237. Ficheux R., *Les niveaux de base pannoniques dans le Massif du Bihor*, Bull. Assoc. Geogr. français, Paris, 1928, nr. 4—5.
238. Johnson D. W., *Shore processes and shoreline development*, New York, 1919.
239. — *Paysages et problèmes géographiques de la terre américaine*, Paris, 1927.
240. Mihăilescu V. şi Banu A., *Privire geografică asupra Dellei Dunării*, Hidrobiologia, 1958, nr. 1.
241. Năstase Gh., *Văile submarine ale Dunării, Cogîlnicului, Nistrului şi Niprului*, Bul. Soc. geogr., 1935, t. LIV.

242. Petrescu I., *Delta Dunării. Geneză și evoluție*, București, 1957.
243. Pfannenstiel M., *Die Quartärgeschichte des Donaudeltas*, Bonn, 1950.
244. Rădulescu I., *Limanul maritim Tatlageac. Observații geomorfologice*, Probl. de geogr., 1960, t. VII.
245. Slanar H., *Zur Kartographie der Morphologie des Donaudeltas*, Mitt. der geogr. Gesellschaft, Viena, 1945.
246. Vâlsan G., *Sur une platforme littorale en Roumanie*, Bul. Soc. geogr., 1935, t. LIV.
247. — *Nouvelle hypothèse sur le Delta du Danube*, în *C. R. du Congr. Intern. de Géogr. 1934 Varsovie*, 1936, vol. II.
248. Zenkovici V. P., *Asupra originii barelor litorale și a țărmurilor lagunare*, An. rom.-sov. Ser. geol.-geogr., 1958, nr. 1.
249. — *Enigma Deltei Dunării*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1957, nr. 1.
250. * * * *Zona de vărsare a Dunării. Monografia hidrologică*, Comit. Stat al Apelor, București, 1963.

GHEȚARI ȘI NIVAȚIE

251. Giștescu P., *Lacurile din R. P. Română. Geneză și regim hidrologic*, București, 1963.
252. Iancu S., *Cîteva aspecte litologice și structurale în morfologia glaciară a Masivului Parîng*, Natura, 1958, nr. 10.
253. — *Elemente periglaciare în Masivul Parîng*, Probl. de geogr., 1961, t. VIII.
254. — *Considerații asupra formării circurilor glaciare în trepte*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
255. Kräutner Th., *Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Süd-Karpathen*, Verhandl. des Siebenbürg. Karp. Vereins für Nat. zu Hermannstadt, 1929, 79, 29.
256. Martonne Emm. de, *La période glaciaire dans les Karpathes Méridionales*, Congr. Géol. Intern., *C.R. IXe Session*, Viena, 1903.
257. — *Excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'Université de Cluj*, Lucr. Inst. geogr. Univ. Cluj, 1924, vol. I.
258. Micalevich V., *Cîteva elemente noi cu privire la stabilirea fazelor glaciare din masivul Bucegi*, Probl. de geogr., 1959, t. VI.
259. — *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*, București, Edit. Acad. R.P.R., 1961.
260. Mihăilescu V., Stoenescu Șt., Vintilescu I. și Vintilescu A., *Țara Oltului. Caracterizare geografică*, Lucr. Inst. cerc. geogr. al R.P.R., București, 1950.
261. Morariu T., *Contribuțiuni la glaciațiunea din Munții Rodnei*, Rev. geogr. rom., 1940, t. 3.
262. Nedelcu E., *Sur la cryo-nivation actuelle dans les Carpates Méridionales entre les rivières Ialomița et Olt*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
263. — *Aspecte structurale și litologice în morfologia glaciară a Munților Făgăraș*, Probl. de geogr., 1959, t. VI.
264. Niculescu Gh., *Munții Godeanu, Studiu geomorfologic*, București, Edit. Acad. R.P.R., 1965.
265. Niculescu Gh., Nedelcu E. și Iancu S., *Nouvelle contribution à l'étude de la morphologie glaciaire des Carpates roumaines*, în *Recueil ... XIXe Congr. Intern. de Géogr.*, Stockholm, 1960; București, 1960.
266. Pawlowski S., *Les Karpathes à l'époque glaciaire*, în *C.R. du Congr. Intern. Géogr. Varsovie, 1934*, Sect. II, 1936.
267. Pop E., *Trecutul pădurilor noastre de la sfîrșitul terțiarului pînă azi*, Rev. șt. „V. Adamachi", 1944, nr. 2—3.
268. Popescu-Voiești I., *Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc*, Cluj, 1935.
269. Sawicki L., *Les études glaciaires dans les Karpathes (aperçu historique et critique)*, Ann. de Géogr., Paris, 1912.
270. Someșan L., *Urme glaciare în Munții Călimani*, Bul. Soc. geogr., 1932, t. LI.
271. Wachner H., *Die Eiszeitgletscher des Bucegi in den Südkarpathen*, Ztschr. f. Gletscherkunde, Berlin, 1929, 17, 4—5.

MIŞCĂRILE SCOARŢEI TERESTRE

272. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt şi sensibilitatea seismică în România*, An. Acad. R.P.R. Secţ. geol.-geogr., biol., Bucureşti, 1949, t. I.
273. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt din România*, Bucureşti, 1960.
274. Badea L., Niculescu Gh. et Roşu Al., *Les mouvements néotectoniques pléistocènes et le modelé fluvial des Subcarpates entre le Danube et le Buzău*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
275. Brătescu C., *Poarta de la Cernăuţi*, Bul. Soc. geogr. Rom, 1933, t. LII.
276. — *Contribuţii la cunoaşterea văii Nistrului*, Bul. Soc. rom., geogr. 1940, t. LIX.
277. Gheyselinch R., *Pămîntul în continuă frămîntare* (trad. Bucureşti, 1959).
278. Hain V. E., *Analiza formaţiunilor ca metodă a cercetărilor paleotectonice*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1961, nr. 2.
279. Inoue E., *Land deformation in Japan*, Bull. Geogr. Survey Inst. 1960, VI.
280. Mircink M. F. şi Bakirou A. A., *Dezvoltarea geotectonică a Platformei Ruse şi principalele legi ale răspîndirii acumulărilor de petrol şi gaze pe teritoriul ei*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1960, nr. 2.
281. Rădulescu I. şi Grumăzescu H., *Descrierea mişcărilor tectonice din cuaternar de pe teritoriul R.P.R. prin metoda geomorfologică*, Probl. de geogr., 1963, t. IX.
282. Rădulescu N., *Cercetări în Moldova de sud asupra cutremurului din 10 noiembrie 1940*, Rev. geogr. rom. 1940, an. II, fasc. 2—3.
283. Răileanu Gr. *Geologia generală*, Bucureşti, 1959.
284. Roşu Al., *Méthodes d'investigation de l'influence des mouvements néotectoniques locaux sur le relief des vallées, appliquées au bassin du Jiu*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
285. Sdunskaia L. F., *Experienţa analizei profilelor longitudinale ale rîurilor în vederea studierii mişcărilor tectonice*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1960, nr. 1.
286. Sineaghina M. I., *Studiul mişcărilor verticale actuale ale scoarţei terestre pe teritoriul U.R.S.S.*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1961, nr. 2.
287. Termier H. et G., *L'évolution de la lithosphère*, Paris, 1956.
288. Tufescu V., *Fundamentul Podişului Moldovenesc*, Rev. geogr. rom., 1940, an. III, fasc. 1.
289. Wiescht W., *Die geographischen Auswirkungen des Erdbebens vom 22 Mai 1960 im kleinen Süden Chiles*, Erdkunde, 1960, XIV.

INFLUENŢA ROCII ŞI STRUCTURII

290. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Bucureşti, 1958.
291. Bleahu M., *Captarea carstică şi importanţa ei pentru evoluţia morfologică a regiunilor carstice*, Probl. de geogr., 1957, t. V.
292. Bleahu M. şi Rusu T., *The karst of Romania — brief outlook*, Rev. Roum. Géol., Géoph., géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
293. Büdel J., *Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens*, Würzburger Geogr. Arb., 1957, nr. 4/5.
294. David M., *Relieful coastei Iaşilor şi problemele pe care le ridică sub raportul geomorfologic şi antropogeografic*, Lucr. Soc. geogr. „D. Cantemir", Iaşi 1941, vol. III.
295. Filipescu M., *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. geol. min., Univ. Cluj, 1944, III, 1.
296. Hurault J., *Recherches sur les inselbergs granitiques nus en Guyane française*, Revue de géomorph. dynamique, 1963, an. XIV, nr. 7—9.
297. Ilie M., *Munţii Apuseni*, Bucureşti, 1957.
298. — *Podişul Transilvaniei*, Bucureşti, 1958.
299. Mihăilescu V., *Carpaţii Sud-estici de pe teritoriul R. P. Române*, Bucureşti, 1963.
300. Nedelcu E. şi Dragomirescu Ş., *Observaţii geomorfologice în regiunea Giuvala-Fundata, cu privire specială asupra reliefului carstic*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
301. Pîrşcoveanu-Apostolide Ana, *Sarea*, Bucureşti, 1963.
302. Pîrvu G., *Carierele din R.P.R.* Bucureşti, 1964.
303. Popp N., *Raporturi geografice între formă, rocă şi structură*, „Cursuri" I.C.G.R., 1947.

304. Rondeau A., *Recherches Géomorphologiques en Corse (Tectonique et érosion différentielle*, Paris, 1961.
305. Sencu V., *Cercetări asupra carstului din jurul localității Anina (Banat). Peșterile din bazinele piraielor Anina și Bohui*, Probl. de geogr., 1963, t. X.
306. Tricart J., *Géomorphologie structurale. I. Le relief des Côtes (Cuestas)*, Paris, 1953.
307. — *Géomorphologie structurale. III. Le modelé des chaînes plissées*, Paris, 1953.
308. Tufescu V., *Dealul Mare-Hîrlău*, Bul. Soc. geogr., 1937, t. LVI.
309. — *Limita de vest a depresiunii Jijiei*, Bul. Soc. geogr., 1934, t. LIII.

ROLUL FACTORILOR CLIMATIC ȘI ANTROPIC

310. Baulig H., *La notion de profil d'équilibre, histoire et critique*, în *C.R. Congr. Intern. de Géogr. du Caire*, 1926, III.
311. — *Surfaces d'aplanissement*, Ann. de Géogr., 1952.
312. Birot P., *Désagrégations des roches cristallines sous l'action des sels*, C. R. Acad. Sci., 1954, 8 mars.
313. Bourcart J., *Le problème des „Taffoni" de Corse et l'érosion alvéolaire*, Rev. Géogr. phys. et Géogr. dyn., 1930.
314. Büdel J., *Das System der klimatischen Morphologie. Beitrage zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimate*, Deutscher Geographentag, München, 1948, XXVII.
315. — *Die „Periglazial" morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde*, Erdkunde, 1953, VII.
316. — *Die Gliederung der Würmkaltzeit*, Würzburger geogr. Arb., 1960, nr. 8.
317. Cholley A., *Morphologie structurale et morphologie climatique*, Ann. de Géogr. 1950.
318. Cotton C. A., *Climatic accidents in landscape making*, Londra, 1947.
319. Engels Fr., *Dialectica naturii*, București, Edit. politică, 1959, p. 163.
320. Ewing M. a. Donn W. L., *Pleistocene climate change*, în *Geology of the Arctic*, Univ. of Toronto Press, 1961.
321. Johnson D., *Rock fans of arid regions*, Amer. J. of. Sci., 1932, XXIII.
322. Lecca A., *Dincolo de cercurile polare*, București, 1959.
323. Martonne Emm. de, *Géographie zonale. La zone tropicale*, Ann. de Géogr., 1946.
324. Münnich K. O., *Die C^{14}-Methode*, Geol. Rundschau, 1960, t. XLIX, p. 237—244.
325. Poncet J., *Les rapports entre les modes d'exploitation agricole et l'érosion des sols en Tunisie*, Secret. d'Etat à l'Agric., enseignement et vulgarisation agric., Etude et Mém., 1961, nr. 2.
326. Pop Gh., *Rolul variațiilor climatice postglaciare în formarea terasei inferioare de pe Valea Someșului Cald*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj, 1961.
327. — *Importance of the periodically wet tropical paleoclimates in the genesis of some levelled surfaces in the Apuseni Mountains*, Rév. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Ser. Géogr., 1964, t. 8.
328. — *Climatologie*, București, 1964.
329. Racoviță Em., *Opere alese*, București, 1964.
330. Ruhin L. B., *Climele trecutului*, An. rom.-sov., Ser. geol.-geogr., 1956, nr. 1.
331. Sauș̆kin I. G., *Măreața transformare a naturii în U.R.S.S.* (trad. București, 1953).
332. — *Legătura dintre predarea geografiei în școală și viața*, Geografia v škole, 1958, nr. 6.
333. Savu Al. și Rusu T., *Unele aspecte ale reliefului antropogen în bazinul mijlociu al Arieșului*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Cluj, Seria geol.-geogr. 1961.
334. Sunartadirdja M. und Lehmann H., *Der tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW Celebes (Sulawesi)*, Ztschr. f. Geomorph., 1960, suppl. 2.
335. Thornbury W. O., *Principles of geomorphology*, New York, Wiley, 1954.
336. Tricart J., *Climat, végétations, sols et morphologie*, Cinquantième anniversaire du Lab. de Géogr., Rennes, 1952.
337. Tricart J. et Cardoso da Silva T., *Un exemple d'évolution karstique en milieu tropical sec : le morne de Bom Jesus da Lapa (Bahia, Brésil)*, Ztschr. f. Geomorph., 1960 N.S. t. IV.
338. Vanney J. R., *Pluie et crue dans le Sahara nord-occidental*, Inst. Rech. Sahariennes, Monogr. Rég., 1960, nr. 4.

SINTEZE ŞI APLICAŢII

339. Barat C., *Moyens d'investigation anciens et modernes, utilisés dans l'étude de la lithologie du Quaternaire dans la R. P. Roumaine*, Trav. Musé. d'hist. nat. „Gr. Antipa", 1963, IV.
340. Davis W. M. *La pénéplaine*, Ann. de Géogr., 1899, VII.
341. — *The Geographical cycle*, Géogr., 1899, XIV.
342. — *The cycle of erosion and the summit level of the Alps.*, J. of Geogr., 1923, XXXI.
343. Dylik J., *Zagadnienie powicrzchni zrównan i prawa rozwoju rzezby subaeralne*, Czasopismo geograficzne, Varşovia-Wroclaw, 1954, t. XXV, nr. 3.
344. Johnson D. W., *Plains, planes and peneplanes*, The Geogr. Review, 1916, 1.
345. — *Rock planes in arid regions*, Geogr. Review, 1932.
346. King L. C., *The study of the world's plainlands; a new approach in geomorphology*, Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London, 1950, vol. 106.
347. — *Canons of landscape evolution*, Bull. Geol Soc. Am., 1953, vol. 64.
348. Kostrowicki J., *Land utilization. Methods and problems of research*, Varşovia, 1962.
349. Markov K. K., *Problemele fundamentale ale geomorfologiei* (trad., Bucureşti, 1957).
350. Martiniuc C. et Băcăuanu V., *Problèmes de géomorphologie appliquée dans la systématisation des villes en Moldavie*, Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., série de géogr., 1964, t. 8.
351. Mihăilescu V., *Contribution de la géographie à l'élaboration des projets de systématisation territoriale (régions et villes) en Roumanie entre 1948—1963*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér., Géogr., 1964, t. 8.
352. Morariu T. et Tufescu V., *Problèmes de géomorphologie appliquée en Roumanie*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
353. Moţoc M., *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei*, Bucureşti, Edit. agrosilvică, 1963.
354. Penck A., *Die Gipfelflur der Alpen Sitzungsbar*, Preuss. Akad. Wissensch., Math.-phys. Klasse, Berlin, 1919, XVII.
355. — *Ueber Denudation der Erdoberfläche*, Schriften d. Ver. für Verbreit. Naturwiss. Kenntnisse, Viena, 1886—1887, vol. 27.
356. Penck W., Die morphologische Analyse, Geogr. Abhandl., Stuttgart, 1924, 2-te Reihe, fasc. 2.
357. Phlipponneau M., *Géographie et action. Introduction à la géographie appliquée*, Paris, 1960.
358. Pop Gh., *Istoria morfogenetică a vechii suprafeţe de eroziune „Farcaş" din Munţii Gilăului (Munţii Apuseni)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, Ser. geol-geogr., 1962, 1.
359. Posea Gr., *Une surface polygénétique dans les Carpates volcaniques du nord de la Roumanie*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
360. Tricart J., *L'épiderme de la terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée*, Coll. „Evolution des sciences", Paris, Masson, 1962.
361. Tufescu V., *Contribuţia geografiei la studiul utilizării terenurilor în agricultură*, Natura, 1963, vol. 6.
362. Tufescu V. and Velcea I., *Study and mapping of land use in Rumania*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Sér. Géogr., 1964, t. 8.
363. Tulippe O., *La géographie appliquée*, Bull. Soc. Belge d'études géogr., 1956, 25.
364. Zvonkova T. V., *Geomorfologia în sprijinul dezvoltării economiei rurale*, Moscova, 1959.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

INDEX DE TERMENI

aa, 471
Abkriechen, 209
ablație, 28, 100, **295**, 301, 400, 499, 519, 539, 562
abraziune (marină), 184, 186, **386**, 387, 396, 412, 501, 562
Abrissnische, 222
abrupt, 479 ; — *de falie* 490, 491
abrupturi marginale (la alunecări), 241
Abzugskanal, 323
ace, 51, 402, 467, 472 ; — *de loess*, 190
acțiune criergică, 42
acțiunea, — *ghețarilor* 35 ; — *șuvoaielor* 15 ; — *vieţuitoarelor* **53—61** ; — *vîntului* 500, 514
acumulări, 146, 273, 499, **539**, 540, 544, 553, 560, 562, 564 ; — *deluviale* 93, 558 ; — *de gheață* 503 ; — *de pietre* 497 ; — *de săruri* 78 ; — *eoliene* **121—133** ; — *litorale* 396 ; — *nivale* 407 ; — *torențiale* **332—337**
adaptare morfoclimatică, 529, 530
adîncime critică, 77
adsorbție, 98, 99
aerul marin (agent de alterare), 63
afinarea rocilor, 65, 161
agenți modelatori (ai scoarței), 8, 10, **35**, 36, 61, 103, 118, 471, 498, 528, 531, 558, 559, 562
agenți, — *atmosferici* 500 ; — *denudatori* 496, 501, 502, 558, 559, 561, 563 ; — *externi* 26, 27, 62
agestru, 180, **324**, 332
aglomerate vulcanice, 473
agricultură montană, 41
agroterase, 547, 554, 555, 567
aisberg, 503
albie, 343 ; — *majoră* 29, 361
alite, 102
alkali-flats, 77, 510
alluvial cone, 324
alterare, 28, 35, 37, 40, 42, 57, 58, **62—88**, 89, 103, 107, 116, 178, 406, 442, 443, 476, 480, 497, 501 ; — *adîncă*, 66, 535 ; — *granitică* 477 ; — *organică*, 87, 88, 102 ; — *superficială*, 66 ; — *în climate calde și umede*, 515, 517, 520, 521, 539, 558, 560, 562
alterite, 71, 89, 478
alunecări, 8, 11, 15, 31, 56, 261, 433, 442, 443, 448, 450, 451, 452, 468, 473, 477, 486, 515, 520, 521, 544, 546, 547, 554, 558, 560, 563, 564, 570 ; — (tipologie) 571 ; — *asecvente* 234 ; — *cilindrice* 177 ; — *complexe* 234 ; — *consecvente* 234, 240 ; — *curgătoare* 236, **240 — 241**, 246 ; — *de strate* (termen impropriu) 220 ; — *de teren* 7, 8, 9, 11, 14, 15, 16, 28, 31, 36, 56, 69, 75, 91, 93, 156, 158, 159, 160, 161, 162, 164, 166, 168, 169, 173, 178, 183, 196, 199, 208, **219—251**, 252, 500, 552, 553, 560 ; — *de teren în masă*, 168, 169, 177, 234, 236, 554 ; — *de vale* 243, 246, 255 ; — *disperse*, 177 ; — *glisante* (sau delapsive) 158, 233 ; — *împingătoare* (sau detrusive) 158, 233 ; — *în brazde*, 162, 203, 225, 234, **236** ; — *în monticuli* 237 ; — *în movile*, 236, **237—239** ; — *în pseudoterase* 236, **239—240** ; — *insecvente*, 234 ; — *lenticulare* 236, 245, 255, 252 ; — *pe planuri preexistente*, 177 ; — *plastice* (sau *curgătoare*) 233 ; — *prin strivire* 177 ; — *sufozionale* 242 ; *superficiale* 158, 166 ; — *surpări*, 174, 229,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

233, 236, **241—242**, 244, 245, 246, 255, 428, 542; — *umede* 177; — *uscate*, 177
aluvionare, **361—367**
aluviu, 96, 119
aluviuni, 9, 539
ameliorarea, — *păşunilor erodate* 17; — *terenurilor degradate*, 7, 9, 10, 14, 16, 22, 23, 501, 570; — *terenurilor erodate* (prin plantaţii de vii şi pomi) 17 (prin terase de cultură) 552, 553
amfiteatru de alunecare, 224
amphithéâtres (în albia rîului), 351
anses, 347
antecedenţă, 415, 492
anteclize, 418
anticlinale, 24
anticlinoriu, 561
apa, — *agregată chimic* 165; — *capilară* 165; — *de carieră* 165; — *de infiltrare* 189; — *de imbibare* (sau gravitaţională liberă) 165; — *freatică* 167; — *freatică sub presiune* 167; — *gravitaţională liberă* 165; — *higroscopică* 165; — *în stare de vapori*, 165; — *legată* 165; — *membranoasă* 165; — *pedofreatică* 282; — *peliculară* 165; — *subterană* 167, 187
arcuri naturale (de eroziune diferenţială) 117
areal erosion, 295
areial, 73
areic, 258
arenă granitică, 42, **69**, 90, 476, 477, 497, 513
arène, 42
argile (*modelare în...*) 449; — *cu silex* 69; — *reziduală* 68, 69; *roşii ecuatoriale* 72, **75**, 102, 515, 553
arie, — *de convergenţă hidrografică* 344; — *de subsidenţă* 560
arină (vezi: arenă granitică)
arice, 544
armchair, 65
arşiţă (sinonime: *pîrlitură, jarişte*), 10
arteziene (ape), 335
artificializarea reţelei fluviale, 544
ascensiune, — *capilară* 170; *peliculară* (a apelor în sol) 78
asociaţie vegetală, 527
asolament, 11, 13, 20, 551, 574
aşezături (pentru crovuri), 202
Ausfuhr 111
autohidrotermale (transformări), 471
avalanşe, 174, 406, **407**
avanduna, 128
avant-butte, 486
aven, 459, 466; — *sufozional* 190, 192, 194
averse, 550, 553

badlands, 165, 268, 448, **451**, 454, 498, 512, 522, 550, 552
badob, 74
bahada, 513
bañados, 517
banc (în albia rîului) 362; — *submarin* 392
banquettes (mici trepte de alunecare) 225; (sinonim: terrasse rocheuse) 371
bară (de aluviuni în albie), **361**, 545
barcană, 28, **128**, 129, 130, 131, 132
barrancos, 474
batolite, 476
bauxita (produs de alterare), 72
baza alunecării, 224
bazin, — *hidrografic* 376; — *de recepţie* **323**
bălătruci, 445
beach, 387; — *cusp* 388; — *wash* 391
bédière, 505
belciuge, 349
bench, 513
bends, 347
Bergfussebenen, 333
bilanţ glaciar, 400
biocenoză, 10, 21, 37, 258
bioxidul de carbon (rolul lui în alterarea rocilor), 66
blew-outs, 131
Blockfelder, 54
block fields, 476
blocuri (vulcanice), 473; — *continentale*, 25, 26; — *monoclinale*, 491
Bodenflissen, 209
bolson, 514
bolţi (structură în), 419
bombare, 419; — *bombarea rocilor*, 46, 54, 501
bombe, 435, 473
boulder, 73
bowal, 72, 73
bowalizare, 552
bowlder pavement, 107

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Brandung, 385
brațe (de rîu), 348, 362; — *anastomozate* 544; — *moarte*, 141, 349, 351
brazde prelitorale, 388
brîne, 244, 267, 452, **483**, 496, 507, 511
broboane, 142
bucle, 347
bulgări prismatici — columnari, 80
bulhac, 166, 226
burane, 502
buzunar (eroziune diferențială) 49; — (formă periglaciară) 507

calamități naturale, 566
caliche, 510
calote glaciare, 126, 504
canal de scurgere, **323**, 349
canga, 75
canion, 347, 459, **464**, 483; — *în gheață*, 505
cannelures, 401
canoe, 64
caoudeyere, 131, 137
capacitatea, — *de cîmp* (pentru apă) 304; — *de infiltrare* (vezi permeabilitate) 162, 282, 305; — *portantă* 163
cap de pisică, 68
capilaritatea rocilor, 91
captare, **378**, 485, 486, 492; — *prin deversare* 381; — *iminentă* 379; — *prin încălecare* 379
carapace lateritică, 73, 515
cargneule, 68
carst, 13, **456**, 467, 496, 497; — *fosil*, 468; — *relict* 496; — *moartea carstului*, 468
cascadă, **345**, 349, 464, 471, 516; — *subterană*, 458
cataclinale (străpungeri), 498
cataracte, 68, 345
catchment basin, 323
catene muntoase, 24, 562; — *îngropate*, 419
căldare, 345; — *glaciară*, 401, 408; — *nivală*, 406
căpățîni de zahăr, 70, 119, **477**, 497, 515, 517, 530
cărărui de oi, 33, 161, 201, **203**, 246, 255, 546
ceatal, 382
ceața (agent de alterare), 62
cenușe vulcanice, 147, 472, 554
cernoziom, 522, 531
chapadas, 483, 515
charriage en vrac, 357
chei 67, 340, 343, 354, **462**, 466, 497
chelituri, 79
cheminées de fées, 314
ciclu, — *de energie* 98; — *de eroziune*, 528, 563; — *de solificare*, 303
cinerite, 472
circuri, — *complexe*, 409; — *glaciare*, 401, 408; — *embrionare*, 410; *simple*, 408
„circuri" de alunecare, 230, 243, 245
ciuperci eoliene, 112, 113
cimp, — *de dune*, 128; — *de pietre* (sinonim: mări de pietre) **54**, 92, 181, 256, 508
cîmpie, 24, 26, 39; — *de acumulare*, 24; — *aluvială* (aluvionară), 26, 126, 365, 367, 553; — *cu inselberg*, 497; — *de eroziune*, 563; — *deltaică*, 148, 334; — *de nivel de bază*, 367; — *piemontană*, 146, 333, 367, 405; — *sculpturală*, 26; — *structurală*, 26; — *sufozională*, 192; — *tabulară*, 24; — *terminală*, 367
cîmpulung, 492
clastocarst, 470
cleanț, 459
climax, 527, 528, 529, 530; — *biogeografic*, 529; — *formație climaxică* 527; — *grupare-climax*, 527
clints, 459
clippe, 495
cloups, 459
cluse, 492, 493; — *moarte*, 494
coastă (v. cuestă)
coastal plain, 486
codri merei, 11
coeficient, — *de energie erozivă a reliefului*, 267; — *de permeabilitate*, 162; — *de scurgere*, 260, 285
coerența (rocii), 441, 449
coeziunea (rocii), **159**—**160**; — *reală*, 159; — *aparentă*, 159
cojirea rocilor, 42, 46, **90**, 501
col de capture, 379
coline morenaice, 26
colmatare, 30, 31, 33, 305, 309, 547, 548, 550, 552, 571

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

coloane, — de bazalt, 43, 471; — *de gnais*, 480; — *prizmatice*, 190
colonnes de poussière, 105
colţi, 51, 402, 466
coluvii, **95**, 119, 272, 486; *coluvial*, 100; — *depozite coluviale*, 315
combaterea eroziunii, 15, **17**, 332, 568, 569 (lupta impotriva eroziunii 555)
combe, 493, 495
comb-like dune, 131
compacitate, 441
compeyré, 476
complexe de alunecare, **243—251**
complex adsorbativ al solului, 99
compresibilitate, 199
comprimarea rocii, 161; — *elastică*, 173; — *distructivă*, 173
concordantă (*structură* —), 482; — *orizontală*, 482; — *înclinată* (sau *monoclinală*), 482
concreţiuni, 93, **142**, 145, 150; — *calcaroase*, 68, 74; — *concreţionări*, 445, 479
con de alunecare (sau *con frontal de revărsare*), 250
con de dejecţie, 28, 36, 96, 148, 215, 247, 321, 323, **324**, 326, 334, 365, 443, 473, 516, 530, 546
con de grohotiş, **179**, 180, 324
con de noroi, 215
con de revărsare, 215, 250
cône d'éboulis, 179
confluenţă, 402
congelifracţie (vezi gelifracţie)
conglomerate, — de crater, 473; — *de explozii*, 473; — *sublacustre* (vezi peperite), 473
conoplain, 513
conservarea solului, 8, 548, 553, 554, **555**, 556, 567
contracţia (prin uscare), 55
contrapanta de alunecare, 78, 249, 473
convergenţă hidrografică, 354
coraziune, 47, 107, **111—118**
cordon litoral, 27, 169, 384, 390, **395**, 399, 429
corecţia torenţilor, 7, 13, 17, 23, 570
cornevine, 141, 145
cornişă, **222**, 223, 235, 236, 243, 245, 482, 486
cornuri de plajă, 388
coroziunea (rocilor), 63, 90, 511
corpul alunecării, 221, **223**, 240
corredeiras, 516
cot, 347; — *de captare* 380
côte, 484
coude, 347
coulée, 213; — *de pierres*, 54, 219
coves, 351
crasnoziom, 75, 501, 531
crater 435
cratogen, 26, 418
crăparea, — rocilor, 44, 46; — *solului*, 552
crăpături (în rocă), 43, 49, 163, 165, 211, 216, 222, 225, 227, 230, 240, 429, 500; — *de uscare* (a solului), 167, — *de secetă*, 500; *de tasare*, 199, 200, 222; — *longitudinale*, 225; — *de desprindere şi rupere*, 222, 225; — *de strivire*, 225; — *de umflare* (termen impropriu), 225; — *produse de cutremure*, 427, 433
creastă de cocoş (la dune), 130
creep, creeping, 93, 95, 100, 178, 197, **205—206**, 208, 234, 448, 449, 479, 480
creste, — alpine, 402, 409, 279; — *de alunecare*, 230; — *prelitorale*, 388; — *crenelate*, 50; — *zimţate*, 472
crêtes d'avant côte émergée, 392
crevase, 402
criergică (acţiune), 42
criogene (procese), 256
crio-nival, 406, 409
crioturbaţie, **197**, 316, 507
criptodepresiuni, 402
crize climatice, 528
crochets, 197
crocs, 131, 139
cronologia glaciaţiilor cuaternare, 532
crov, 27, 80, 111, 150, 200, **201**, 252, 256, 469
crustă de uscăciune, 521
cuestă, **484**, 486, 487, 490, 493, 494, 497; — *de falie*, 490
cuiburi de alunecare, 248; — *de păsărele* (la dezagregare), 47
cuirasă lateritică, 73, 552
culme (de deal), 13
culoare între dune, 80
culturi în terase (vezi agroterase)
cumpăna apelor, 13, 148, 267, **376**, 377
curătură, 10, 13

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

curenţi, — ascendenţi (din pînza freatică), 78; — *de descărcare*, 391; — *de glod* (curgeri noroioase), 158, 219; — *descendenţi*, 79; — *de maree*, 391; — *litorali*, 27, 385, 391, 393; — *turbionari*, 342, 355; — *veticali* (la curgerea de suprafaţă), 296
curgeri, — de blocuri, 509; — *noroioase* (sau de noroi), 15, 156, 158, 159, 161, 166, 177, 178, **213—219**, 220, 240, 247, 252, 253, 255, 449, 451, 486, 509, 515, 546, 571; — *noroioase seismice*, 215; — *netede*, 471; — *solifluxionale*, 509, 562
custuri, **50**, 90, 402, 409
culată (structură —) 482, 492
culări false, 57, 65
cule, — diapire, 376, 495; — *deversale*, 494; — *încălecate*, 494; — *solzi*, 494
cutremure, 426, 430, 431; — (cauze ale porniturilor), 174, 186, 421, **425—429**

dale, 43; — *eoliene*, 117
Dauerfrost, 503
debit de şiroire, 258; — *mediu*, 287; — *momentan*, 287; — *debit solid*, 357
decalcifiere, 68
declivităţi, 568, 569, 572
defileu, 340, 347, 479; — *de captare*, 379; — *de alunecare*, 250
deflaţie, 90, 107, **107—111**, 120, 129, 328, 499, 511, 542, 548, 558
deflation-basins, 131
defrişări, 10, 11, 13, 14, 15, 16, 33, 100, 175, 551, 552, 554, 570; — *de tufişuri*, 574; *despăduriri*, 559
degradarea terenurilor, 8, 13, 14, 15, 33
délogement de blocs, 401
delte, 9, 365, 384; — *de confluenţă*, 365; — *digitate*, 366; — *răsfirate*, 366; — *secundare*, 545; — *uscate*, 333
deluviu, 93, 94, 96, 272, 331, 443, 486
deluvial, 100; *cuverturi deluviale*, 483; — *depozite deluviale*, 315
demoiselles, 314
denudaţie, 10, 16, 29, 165, 526, 540, 558, 559, **560—561**, 562
deplasări de teren, 35, **155**, 500, 548; *deplasarea în masă a terenului*, 156
depozite, — aluviale, 199; — *coluviale*, 160, 167; — *corelate*, 564, 565; — *deluviale*, 160, 168, 199, 223; — *de cuvertură*, 197, 205, 331, 439, 442, 553, 559, 569; — *niveo-eoliene*, 500; — *piemontan*, 564; — *proluviale*, 160; — *de surpare* (vezi mormane de dărîmături), 186; — *torenţiale*, 432
depresiuni, 24, 419; — *carstice*, 185; — *crionivale*, 95; — *de contact*, 338, 354, 495; — *de deflaţie*, 110, 111; — *intermediare* (între dune), 140; — *nivale*, 406, 407, 508; — *oceanice* 25, 26; — *subsecvente*, 484, 486; — *superioare* (la alunecări), 223, 232, 247, 249
depuneri (= acumulări), 343, 361, 561; — *aluviale*, 467, 544; — *humice* 148; — *morenaice*, 468; — *piemontane*, 468; — *saline*, 78; — *terminale* (la confluenţe), 365
derive litorale (curenţi), 391
descompunerea rocilor (v. alterare), 11, 37, 62, 516; *descompunere, — allitică*, 72; — *sferică*, 70, 476
descuamare superficială (vezi cojirea rocilor), 42, 65, 477
desecări, 18, 568, 571
deşeleniri de păşuni, 570, 574
deşerturi, — eoliene, 109; — *glaciare*, 154
dezagregarea (rocilor), 11, 28, 35, **37—61**, 62, 73, 88, **89**, 101, 103, 107, 112, 116, 127, 146, 178, **246**, 429, 442, 443, 454, 486, 511, 514, 516, 517, 520, 521, 522, 542, 560, 562; — *în faguri*, 47; — *prin cojire*, 48
dezechilibrarea forţelor naturii, 34
dezgheţul (factor de modelare), 502
dezintegrare, 37, 65; — *granulară*, 476
diaclaze, 45, 50, 179, 496
difluenţe, 334, 370, **382**, 544, 553
discordanţă (structură), 482
distanţă critică a scurgerii, 271
distrucţia mecanică a solului, 548
distrugerea reazimului natural, 174
dizlocare interioară, 44
dizolvare, 37, 62, **63**, 456
Djebel, 514
djef-djef, 117
doab, 337
doline, 27, 28, 406, **459**, 464, 466, 496, 542
dolomită, 68, 466; — *vacuolară*, 68

dom, 419, 493
doştişte (sinonime : „dosul" muntelui, doştină) 41, 501
draa, 129, 513
Dreikanter, 118
drenarea mlaştinilor, 13
drinn, 38, 510
drug, 517
drumline, 28, 470, 504
dry farming, 548
dune, 27, 28, 33, 107, 122, **123**, 126, 127, 500, 511, 571 ; — *de ţărm* (avandune), 128, 395 ; — *bordiere*, 128 ; — *în greblă*, 131 ; — *longitudinale*, 129, 130, 131, 137 ; — *scurte*, 128 ; — *transversale*, 128, 131
duricrust, 510
dust-bowal, 109
dyke, 471, 472

earth pillars, 314
echilibru, — *morfoclimatic*, **526—528**, 550, 556 ; — *morfologic*, 564 ; — *natural*, 16, 29, 555 ; — *nestabil* (instabil), 559, 560 ; *reechilibrarea fenomenelor naturii*, 557
efect pulsatoriu, 413
eflorescenţe saline, 40, **79**, 82, 83, 196, 510
Ejeld (sau *Ejell*), 504
eluviu, **92—93**, 535, 558
eluvial (*proces* —), 92, 100
embayment, 512
endoreic, 258, 373 ; — *endoreism antropic*, 544
energia cinetică a scurgerilor, 288
energie de relief, 253, **266**, 268, 528, 560, 561, 563, 569
engraisse, 348
épaulements, 402
épérons, 351
epicentru, 426
epigeneză, 414
epirogeneză, 373, **412**, 487, 562
Erdpfeiler, 314
Erdrutsch, 219
Erdpyiramiden, 314
erg, 124, **128**, 129, 130, 511
érosion, — *aréolaire*, 295 ; — *en rigole*, 310 ; — *par ravinement*, 310
eroziune, 7, 8, 11, 14, 15, 16, 17, 28, **29**, 30, 33, 103, 257, 260, 273, 275, 343, 361, 540, 552, 553, 555, 557, 562 ; — *accelerată*, **28—34**, 259, 260, 291, 328, 331, 332, 540, 548, 550, 551, 552, 553, 554, 558, 566 ; — *antropică*, 7, 29, 328, 526, 537, **540—554** ; — *prin ape curgătoare*, 155, 156, 502, 562 ; — *compensată*, 276 ; — *de adîncime*, 9, 183, 307, **315**, 327, 340, 552, 558 ; — *de fund*, 318, 326, **343—347** ; *de hardpan*, 297 ; — *de obtrşie*, 318 ; — *de suprafaţă*, 9, **292—310**, 340, 552, 558, 570 ; — *de talveg*, 558 ; — *deşertică*, 562 ; — *diferenţială*, 46, 47, 48, 90, 112, 115, 116, 444, 454, 455, 482, 491, 492, 507, 518 ; — *eoliană*, 35, 90, **103—120**, 155, 165, 529, 546, 554, 560 ; — *excesivă*, 9, 29, 259, 304, 306, 553 ; — *fluvială*, 27, 341, 389 ; — *geologică*, 29, 258 ; — *glaciară*, 69, 155, **401**, 503, 504, 562 ; — *imperceptibilă*, 9 ; — *în albie*, 287 ; — *în firide* (la baza falezei), 242 ; — *în pînză*, 340 ; — *în vîrtej* (vezi evorsiune), 345 ; — *laminară*, **295**, 518, 547 ; — *laterală*, 183, 343, **347**, 373, 493 ; — *liniară*, **311**, 340, 452, 486, 493, 547 ; — *moderată*, 9, 29, 258, 304, 306, **328** ; — *neapreciabilă*, 304 ; — *naturală*, 328 ; — *normală*, 29, 258, 498 ; — *puternică*, 9, 304, 306, 552 (şi *foarte puternică*, 304, 306) ; — *remontantă* (sau regresivă), **344**, 346, 376, 464, 520 ; — *slabă*, 306 ; — *solurilor*, 9, 20, 28, 551 ; — *subterană*, 544 ; — *tangenţială*, 31, 564 ; — *terenului*, 28 ; — *torenţială*, 27, 180, 246, 247, **327**, 340, 550 ; — *verticală* (vezi eroziune de fund), 343
erupţii vulcanice, **434—438**
escarpement de faille, 490
esker, 504
estran, 384
estuar, 384, 397
etaje de alunecare, 233, 244
etajarea suprafeţelor nivelate, 563
eustatism, 28, 375, 563
evorsiune (eroziune în vîrtej), 345
exaraţie, 401
exfoliere (cojirea stîncilor), 47, 477
export de praf (de nisip), 111, 132

faarestier, 202
factori, — *antropici*, 566; — *climatici*, **496**—**535**; — *exogeni*, 61
faguri (forme de dezagregare), 47, 116
faleză, 9, 40, 61, 174, 184, 242, 256, 384, **387**, 429, 466; — *falsă*, 388; — *moartă*, 388, 390, 399; — *sufozională*, 469; *microfaleză*, 388
falie, 428, 429, 479, **490**; — *conformă*, 490; — *contrară*, 490; — *inversă*, 490; — *normală*, 490
fall line, 491
false cutări (de umflare) 57
falt line scarp (și falt scarp), 490, 491
fan, 324
farfurii de stepă, 201
fațete triunghiulare, 491
fausse rivière, 363
făină de ghețar, 401
feidj, 124, 125, 129, 130
Felsebenen, 107
Felsschut, 179
Felsken, 181
fenomene pseudo-tectonice, 542
fereastră, 495
ferretio, 531
feție (sinonim „fața" muntelui), 41, 501
fil, 43
fiord, 412
firidă de abraziune, 184, **386**, 390, 466
firn, 400; — *ice*, 400
firul apei, 349
fisuri (în roci), 43, 46, 163, 164; — *de alterare*, 62; *fisurarea rocilor*, 443, 500; — *prin dezagregare* 39, 43
fiumare, 522
flächenhafte Erosion, 295
flexură, 491
fluvio-glaciare (depuneri —), 405
foehnuri glaciare, 146
formations d'ébouli, 179
formațiuni, — *de cuvertură*, 161, 177; — *de loess* (sau loessoide), 148, 150
forme, — *carstice*, 69; — *de acumulare*, 27, 53; — *de eroziune*, 26; — *de relief suprapuse*, 26; — *elementare*, 27, 28; — *glaciare*, 530; — *sculpturale*, 444; — *structurale*, 482
forțe, — *de frecare interioară*, 168; — *eoliene*, 562; — *endogene*, 25, 559, 560, 565; — *exogene*, 559, 560
fracturi, 43, 479, 491, 497
fragmentarea orizontală, 266
frana, 214
free water, 165
front, — *de cuestă*, 494; — *de rupturi*, 249
frost-heaving, 507
frozen ground, 503
fruntea, — *alunecării*, 221, 223; — *cuestei*, 484, 485; — *terasei*, 371
fugituri, 13, 220
funduri înalte (vezi bancuri), 362
furtuni, 553; — *de praf*, 31, 106, 109, 551

garh, 517
garmada, 131
gassi, 124, 130, 131
găuri de percuție, 345, 346
găvan (tasare în loess), 201
geanticlinal, 24
gelifracție, 42, 46, 50, 54, **507**, 509, 529, 533, 535, 558
gelivație, 35, 66, 265, 499, 502, **507**, 511, 521, 533
gelive, 44, 46, 498
generații de pornituri, 245
geocenoză, 21
geografia aplicată, 20, 556, 568
geomorfologia, — *aplicată*, 159, 162, 556, **567**, 568, 569, 570; — *climatică*, 498, 501, 527, 528; — *comparată*, 498, 502; — *dinamică*, 7; — structurală, 498
geosferă, 97
geosinclinal, 24, 25, 418
geotectură, 24
ghețari, 384, 503; — *de circ*, 408; — *marini*, 503; — *de munte*, **400**—**405**, 535, 560; — *de vale*, 408
ghiblis, 109
ghourd, 130, 132
gibber plains, 107
gill (-*erosion*), 317
Gipfelflur, 563, 565
glace de névé, 400
glacis, 498, 512, 565; — *piemontan*, 338, 470; — *rocheux*, 513

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

glimee (forme de alunecare), 78, 237
glint, 483
gliplogeneză, 418
glissement, 219
gloduri, 82, 83
glomerule, 99, **100**, 275
gnammas, 64
goluri subterane, 168
gore, 476
gour, 115, 117
goze, 127
graben, 24, 491
grad de dispersie (a solului), 276
grade de eroziune, 303
granulometrie, 160—161
graus, 393
gravitația (factor al porniturilor), 35, **155**, 179, 197
grădiște, 349, 351
grind, 80, 360, 395; — *dublu*, 363; — *fluvial*, 140, 362; — *median*, 363; *grindul malului*, 362, 545; *grinduri marine*, 140, 366, 393; *grinduri paralele*, 394
grohotiș, 8, 9, 14, 27, 28, 42, 53, 96, 101, 102, 159, 177, **179**, 180, 182, 186, 198, 252, 255, 406, 407, 454, 474, 480, 507, 508, 509, 530, 558
grote, 174, 458, **462**
grueți, 167, 225, 236, **237**, 238, 243, 246, 253, 428
grui aluvionar, 362
gruss, 42, 92, 101
grykes, 459
gully-erosion, 310, 317

hakenwerfen, 197
halde (depozite miniere), 200, 542
hammada, **107**, 510, 514
haos de pietre (vezi mare de pietre), 54
hardpan (*eroziune de* —), 297
harju, 504
Haztwasser, 165
hău (ocnă părăsită), 542
hidratare, 63, 65
hidroameliorații, 571
hidrograful viiturii, 287
hidrolacolit, 506
hidroliză, 63, **65**, 66
higroscopicitatea (rocilor), 163
hipocentru, 426
hîrtop (formă de alunecare), 13, 163, 220, **225**, 236, 240, 245, 246, 251, 274; — *de eroziune*, 322
hogback, 47, 196, **487**, 488
holoage, 237
hoodoos, 314
horjuri (pentru grohotișuri), 179, 256
horn (vîrf de eroziune glaciară), 402; — *carstic*, 466; — *de sufoziune*, 188, 189, 311
hornito, 471
horst, 24, 491
hrube sufozionale, **188**, 189, 311
hum, 464, 497
humus, 9, 61, **98**, 149, 160, 275, 276, 303, 306
hunie, 322
hurricane, 104
hwang-tu, 141

iceberg (vezi aisberg)
igues, 462
iluvial, 68, 276
iluviu, 93
impermeabilitatea (rocilor), 92, 162
impluviu, 30, 545
impulverizarea (sărurilor) 82
incendierea savanei, 32
indice, — *de pantă*, 275; — *de plasticitate*, 163
infiltrație (infiltrare), **281—283**, 445, 496, 539, 546; — *capilară*, 251; — *gravitațională*, 251; — *laterală*, 544; — *peliculară*, 251
inflexion des têtes de couches, 196
inlandsis, 562, 401, **503**, 524, 534, 535
inlet, 393
inselberg, 511, 515, 517, 522, 530, 535, 562; *câmpii cu inselberg*, 497
insolația (factor de dezagregare), 39, 66, 558
insulă, 362, 393, 429; — *martor*, 390
interfluviu, 100, 106, 197, 558, 561
interstiții supracapilare, 165
inundații, 15, 33
inversiune de relief, 493
involuții, 507
ispolzovanie zemli, 572
itacomit, 75
iudă (plural *iuzi*), 240, 241

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

izbuc, 458
izostazie, 413
izvoare, 230

îmbunătăţiri funciare, 20, 568
împăduriri, 556—*împădurirea cumpenelor de ape* 13
împotmolirea digurilor, 552
încovoierea capetelor de strate, 159, 178, **196**—**199**, 252
îndiguiri, 18, 555, 567, 568, **571**
îngheţul (factor de dezagregare), 43, 44, 500
îngheţ-dezgheţ, 28, 41, **42**, 44, 500, 502, 504
îngheţ peren, 44, 149
înmlăştiniri, 20, 31, 33, 570
înmuierea maselor impermeabile, 171
învelişul vieţii, 528

jama, 459
jghiab, — *al rostogolirilor*, 179; — *de avalanşe*, 407, 508
jupuirea stîncii (vezi cojire), 65
jurasiană (reţea hidrografică), 492

kame, 405, 504
kammdune, 131
karling, 402
Karrenböden, 212
karren, 66, 459
karst, — *à pitons*, 497; — *à tourelles*, 497
katavothra, 464
Kegelkarst, 497
Kernwüste, 512
Kesselstein, 345
kighiliahi, 116
knick, 513, 517
köldöknar, 108
Kuhtreien, 203
kum, 128, 129
Kupsten, 131
kurume, 54, 101
Küstenkliff, 387

lacuri, — *de acumulare*, 61, 567, 571; — *glaciare*, 402
lagună, 384, 393; *complex lagunar*, 398
lahar, 215, 473
lande, 126
landslides, 219
landşaft (vezi peisaj geografic), 20
land use (land utilization), 572
lapie-wells, 66
lapiez (corect: lapie), 63, 66, 406, **459**, 460, 461, 464, 466, 497; — *virtual*, 459; *microlapiez*, 496
lapili, 472
laterită 65, **72**, 74, 75, 102, 515, 516; — *intermediară* 75; *lateritizare* 501, 546
lave 470; — *torenţiale* 213
lavine 427
lehm loessian 147
Leisten 225
lettes 128
levigarea solului 79, 147
lido 393
lignes de partage (des eaux) 376
limane 398
limba alunecării 249
limita, — *critică* (la ploi torenţiale) 263, 265; — *curgerii* (limita superioară a plasticităţii) 172; — *de consistenţă* 172; — *de întindere* (limita inferioară a plasticităţii) 172; — *de lichefiere* 162; — *de plasticitate* 162, 163, 172; — *tasării* 172
limons de crue 362
linia, — *celor mai mari înălţimi* 376; — *ţărmului* 27; — *de falie* 490
lipirea reciprocă, 160
lithomarge 72, **73**, 75
litiera (piedică a infiltrării) 276, 284, 286, 486
litogeneză 418, 422
litoral 384
loess 68, **141**—**150**, 274, 468, 553; — *aluvial* 147, 148; — *degradat* 147; — *deluvial* 148; *dolls* 142; — *eluvial* 147; — *eolian* 147, 148; — *fluvio-glaciar* 147, 148; — *lacustru* 147, 148; — *primar* (sau propriu-zis) 147; — *proluvial* 148; *restratificat* 148; — *secundar* (sau remaniat) 147; — *vulcanic* 472
loessificare (proces de —) 146
longrain 43
loops 347
Lösspuppen 68, 142
loturi romboidale 203
loupes de glissement 236

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lows and balls 363, 388
luciu negru (al rocilor) 510
luncă 30
lunette 128, 513
lupe de alunecare 236

macrorelief 24
magma 475
mal, — *concav* 183
malpaiz 471
mare de pietre 40, **54**, 101, 181
maree interne 413
marmite 28, 345, 516; — *glaciare* 401, 402; — *torenţiale* 499
marmites de geants 345
marnage 384
martori, — *de eroziune* 26, 484, 486, 561, 562; — *piemontani* 338; — *sufozionali* 190
masa de alunecare 223
masivitatea (rocilor) 442
Massenabwanderung (sau Massenbewegung) 156
mass wasting 156
măsuri ameliorative (sau ameliorarea terenurilor degradate) 7
meandre 183, **347**, **349**; — *adîncite* (sau încătuşate) 352; — *complexe* 352; — *compuse* 353; — *divagante* (sau rătăcitoare) 351; *părăsite* 351; — *simple* 353; — *evoluţia lor* 571
mecanica terenurilor 159
mecanisme morfoclimatice **499—502**, 562
mediu geografic 23
megarelief 24
merzlota 44, 210, 503
mesas 72, 483
mese eoliene 113
meteorisacao 500
meteorizaţie 500
mezorelief 24
microlapiez 496
microrelief 24, **27**, 41, 53, 61, 69, 90, 108, 273, 274, 406, 542; — *în trepte* 200, 242
midi (vezi feţie) 41
migma 475
migrarea dunelor 125
mişcarea, — *lamelară* (la ape fluviale), 342; — *turbulentă* 342; — *unghiului pantelor* 564
mişcări, — *crustale* 561; — *epirogenetice* 373, **412**, 487, 563; — *eustatice* 28, 373, 563, 565; — *ale scoarţei* 560, 565; — *neotectonice* 23, 333, 374, 375, 399, **417—422**, 563, 569; — *orogenetice* 417; — *oscilatorii* (ale scoarţei terestre) 411, **412—415**, 561, 565; — *tectonice* 25, 28, 564, 565; — *tectonice actuale* 423; — *violente* (ale scoarţei terestre) 501
Mittag (vezi feţie) 501
mluri de revărsare 363
mlaştini 504, 544; — *subterane* 168
modelare, — *naturală* (a scoarţei) 10, 18, 71, 257; — *nivală* **405—407**; — *prin ape curgătoare* 35
mogote 497
mollisol 496, 506
monadnock 562, 564
monoclinală (structură) **484—487**
monocultură 552, 555
monokinetice (cutremure —) 430
mont 492
monticuli (forme de alunecare) 237, 238, 473
morene 26, 146, 183, 251, 405; — *frontale* 405; — *interne* 405; — *laterale* 405; — *mediane* 405; — *terminale* 504
morfoclimatice (*zone* —) 499
morfogeneză 527, 559; — *antropică* 540, **546**, 547, 548, 550, 552, 553, 554
morfologie, — *glaciară* 504; — *granitică* 477; *litorală* 501
morfosculptură 24, 26
morfostructură 24, 25
morman de surpare 8, 184, 186, 469
mortlake 349
mouvement de masse 156
movile (— de alunecare) 225
movilite 203, 211
muche (la rîpa de desprindere) 222
mudflow (sau mudstream) 213
munţi 26; — reziduali 24, 26, 564
Muren 213
Murgange 213
musoir 393
muşuroaie, — *biogene* 61; — *înierbate* 211, 508

naledi 506
năhlapi 345, 357

năruituri 247
nebka 128
neck 472
Nehrung 393
neotectonică 175, 412
névé 400
niche d'arrachement 222
nisipuri, — *afinate* 119; — *curgătoare* 159, 172, 179, 206—208, 252, 444, 544; — *pseudo-curgătoare* 208; — *fluviale* 127, 136; — *fluvio-lacustre* 127; — *maritime* (marine) 127, 136, 140; *mişcătoare* 61, 119, 140, 553, 556, 571; — *moarte* 131; — *zburătoare* (mobile) 14, 119, 139, 140
nişe (de eroziune diferenţială) 49; — *nivale* 405, 407
nivaţie 406
nivel al crestelor 563, 565
nivelarea reliefului 561, **562**, 563, 564
nivel de bază 28, 30, 187, 321, **344**, 348, 370, 414, 493, 495, 520, 528, 561; — *carstic* 458; — *general* 344, 368; — *local* 344, 378, 564; *al sufoziunii* 194, 195
nivel, — *de piemont* 337; — *freatic* 571, 572; *general al mărilor* 561; — *subfreatic* 276; — *superior de denudare* 563
nori arzători 436
nunatak 400, 503, 504

oală gigantică 345
„oaze" (lipsite de gheaţă) 504
obcine 492
Oberes Denudationsniveau 563
Oberflächenverwitterung 66
obîrşia alunecării 221
obîrşii torenţiale 248
obsecventă (curgere) 349
ochiuri 82, 83
offshore bar 395
ogaş, 28, 30, 246, 250, 274, 279, **316**, 317, 328, 331, 332, 519, 545, 552
oglindă de alunecare 222, 240
ogor negru 280, 548
ombilics 402
omogenitatea (roţii) 441, 442
oraş eolian 113, 114
organism torenţial 247, **323—327**, 331
organizarea teritoriului 8, 10, 20, 22, 24, 501, 556, 568
orizont, — *de acumulare a humusului* 99; — — *eluvial* 99; — *iluvial* 99, 252
orogen (relief de —) 26
orogeneză 25, 43, 418
ôs (ôsar) 28, **405**, 470, 504
ostrov 348, 362
oulette 64, 185
outlier 486
ovrag 317
oxbow-lake 349
oxidare **66**, 70, 87

padină 80, 82, **111**, 201
pahoehoe 471
pain de sucre 119, 477
paleoclimate 531
pan 64
pantă, 267, 442; — *limită* (la adaptarea morfoclimatică) 530; — *medie* 270; — *reală* 270
pante, — *complexe* 273; — *deluviale* 95
patul alunecării 223, 224
patina, — *de descompunere* 63; — *deşertică* 70, 72
pavaj, — *deşertic* 107; — *eolian* 499; — *nival* 508
pădure beată 225
pălărie de fier 65
pămînturi rele 13, **268**, 269, 542, 552
păpuşi de loess 68, 142
păşunat excesiv (iraţional) 9, 16
pediment **512**, 513, 514, 516, 562, 564
pedogeneză **97—101**, 500
pediplenă 564, 565
pediplanaţie 564
pedosferă 88, 97
peisaj, — *geografic* **20**, 21, 22, 23, 102 (subdiviziuni) 21, 555; — *natural* 555
pene de gheaţă 508
peneplanaţie 495, 564
peneplenă 88, 493, 515, 561, **562**, 563, 564, 565
peperino 473
peperite 473
perdele antierozionale 17
peremeşcenie zemliannih mass 156

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

perenially frozen ground 503
pereţi, — *de rupere* 222 ; — *laterali de desprindere* (la alunecări) 223 ; — *verticali* (vezi hogbackuri) 90
pergelisol 496, 503
perii (la eroziune diferenţială) 53
periglaciar 188, 477, 496, 502, **505**, 530, 533, 562
perioade glaciare 373, 559 ; — *interglaciare* 373, 559
perisip 82, **393**, 397
permafrost 44, 210, 503
permeabilitate 76, **162**, 276, 442
peşteri 28, 66, 458, **462**, 466
piatră putredă 44
piaţă de adunare a apelor 344
Piedmontreppe 563
pieds de moutons 203
pieds de vaches 203
piemonturi 148, 470 ; — *decalate* 337 ; — *deformate* 337 ; — *suprapuse* 337 ; — *de acumulare* 333, 337, 565 ; — *de eroziune* 337
piemont plains 333
pietre, — *glisante* 507 ; — *oscilante* 113, 114
pietrişuri de terasă 76
pingo 507
pinteni (între meandre) 351 ; — *de interalunecare* 245
pipkrake 212, 508
piramide, — *coafate* **314**, 448, 454 ; — *de pămînt* **311**, 448 ; — *martore* 108 ; — *de nisip* 123
pisolite 68
pit 64
pilnii, — *de străpungere cataclinală* 486 ; — *de sufoziune* 188, 246, 459, 469 ; *şiruri de pilnii* 190
pinze, — *freatice* 76, 165 ; — *de grohotiş* 181, 256 ; — *de şariaj* 494
pirloagă 11, 13
placă lateritică 516
plaines de piémont 333
plage 387
plajă 26, 384, 387, 388, 545
planaţie 493
plan, — *de falie* 490 ; — *de fisurare* 43 ; — *de stratificaţie* 43 ; — *de şistozitate* 43, 47
planeză 473
plasticitatea (rocilor) 55, 148, **163**
platformă 24, 265 ; — *continentală* 26, 389, 498 ; — *de abraziune marină* 26, 388, 389, 390 ; — *de abraziune lacustră* 389 ; — *de culme* 494 ; — *de eroziune* 562 ; — *litorală* 396 ; — *structurală* 483, 485, 494 ; — *structurală de piemont* 337 ; *arie de* — 418
platouri, — *calcaroase* 497 ; — *pietroase* 496
playa 513, 515 ; — *lakes* 77
plesnirea rocilor (stîncilor) 39, 477, 501
ploi, — *de durată* 264 ; — *de praf* 110, 121 ; — *mocnite* 166 ; — *orizontale* 166, 261, 279 ; — *torenţiale* 166, **261**, 263, 275, 284, 285, 287, 297, 302, 307, 450, 500, 501, 512, 520, 570, 574
plutonice (fenomene —) 437
pluviodenudaţie 27, **292—295**, 328, 564
poala grohotişului 180
pod (sinonim : terasă) 371 ; *podul terasei* 370
podiş 26 ; — *carstic* 496
podzolire 80
polie **464**, 466, 497
poligoane de pămînt (poligoane de tundră) 508
polikinetice (cutremure —) 430
poliţe **46**, 90, 507, 512
polygonal soils 212
poncela 472
ponor (ponoare) 13, 28, 464
popină 349
porii (rocii) 44
pornituri (de teren) 8, 14, 15, 28, 35, **155—256**, 560 ; — *prin cauze mecanice* 177, **178—207** ; — *prin strivire* 176 ; — *seci* (uscate) 177 ; — *semiuscate* (prăvăliri) 177 ; — *umede* (sau prin îmuiere) 162, 177, 178, **206—256**
porozitatea (rocilor) 148, 161
portiţă 50, 393, 402, 507
potcoave nivale 407, 508
pot-hales 345
poulier 393
poussée de cristallisation 76
povîrnişuri 16, 29, 267
prag structural (în albie) 321, 345, 346, 402, 471, 516
praguri (glaciare) 409
prăbuşiri (v. surpări) 14, 31, 174, 178, **183**, 245

precipitaţii atmosferice 165
presiune, — capilară 170; *osmotică* (în sol) 78
prevenirea eroziunii solului 568, 571
prispă de surpare 187
procese, — accesorii (în modelare) 502, 503; — *carstice* 496; — *complexe* (la mecanisme morfoclimatice) 499; — *de eroziune* 8; — *de denudare* 19; — *de modelare* 496, 501, 502, 559, 565; — *de modelare actuală* 571; — *de pantă* 14, 159, 267, 442, 544, 562, 568, 570; — *de solificare* 147; — *de vale* 562; — *elementare* 14, 19, 29, 499, 574; — *eoliene* 35, — *gravitaţionale* 253; — *litorale* 35, — *predominante* 502
profil de echilibru 273, 321, 346, 368—370, 526, 565, 567; — *definitiv* (ideal) 368; — *provizoriu* 368
profil longitudinal al văii 345, 346, 563
proluvii 96, 119; *proluvial* 100
pseudo, — carst 542; — *falii* 542; — *coezive* (roci) 159; — *morfoze* 149; — *terase* (de alunecare) 225, 239, 244, 245, 255
pulsaţiile scoarţei (terestre) 563
pungi (de apă subterană) 168
punţi, — carstice 464, 465; — *naturale* (la eroziune litorală) 185, 388 (la eroziune diferenţială) 453; — *sufozionale* 190
pustiu, — absolut 38, 509, 512; — *biologic* 528; — *eolian* 554
puţuri de lapiez 66

quarrying 401
quarry water 165

ra 504
rañas 522
Randwüste 512
rapide (v. repezişuri) 345
rascles 459
„răni ale pămîntului" 14, 15
ravene 17, 27, 28, 29, 30, 35, 75, 190, 246, 317, 328, 329, 331, 332, 378, 490, 521, 545, 552; — *de mal* 319; — *ramificate* 319; *vîrful* — 317; *malurile* — 317; *fundul* 317
ravin 317
ravinare (ravinaţie) 14, 16, 17, 35, 91, 310, 316—322, 341, 452, 470, 473, 497, 518, 552, 553, 554, 564
rădăcinile scoarţei de alterare 91
răzoare 550
readaptarea modelării (la noi condiţii) 559, 566;
readaptări morfoclimatice 531
reculul versanţilor 563, 564
red cap 73, 552
reg 107, 122, 511, 514
regar 74
regim al scurgerilor 539, 553
regiuni mobile 26
regolit 91, 439
regresiune marină 397
relief, — adăugat 434; — *alveolar* (de dune rotunde) 131; — *appalaşian* 494; — *carstic* 64, 454; — *de abraziune* 257; — *de infiltrare* 187; — *de geosinclinal* 26; — *de gelivaţie* 27; — *de infiltraţie* 27, 187; — *de platformă* 26; — *eolian* 26, 27; — *exogen* 26, 27, 257, 411; — *fluvial* 26, 27, 257; — *glaciar* 26, 27, 257; — *hidroenergetic* 27; — *în cuiburi* 202; — *jurasian* 492; — *marin* 26, 27; — *monoclinal* 494; — *monogenetic* 353; — *muntos* (de geosinclinal) 26; — *muntos moştenit* 26; — *muntos primar* 26; — *poligenetic* 535; — *relict* 497, 528; — *rezidual* 50, 472, 531, 558; — *sculptural* 257; — *suprapus* 26; — *tectogen* 411; — *vulcanic* 26
remuul (remous) 20
renie 348, 362
reniş 362
repezişuri 3, 45, 345, 349, 471
replats 402; — *de Goletz* (la nivaţie) 509
reptaţie (mişcare de —) 121, 122
ressac 385, 386
retragerea paralelă a versanţilor 564
reversul cuestei (panta structurală) 485
rezistenţa, — la rupere (a terenului) 172; — *la desprindere* 172; — *morfologică a rocilor* 441, 443; — *la eroziune* 275, 276, 539, 551, 553
ridicarea pietrelor 55
Riesenlöpfe (sau Riesenkessel) 345
rigole 274, 275, 300 450; — *de şiroire* 311, 315
Rillen 311
rill-erosion 310
rimaye 401
ritmica proceselor de eroziune 560

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ripă 8, 260, 317, 550; — *de desprindere* 222, 232; — *de obîrşie* 248; — *de prăbuşire* 248; — *laterală* (la alunecări) 249; — *sufozională* 190
rîu de pietre 54, 101, 181
riuri, — *false* 363; — *subterane* 458, 462
roches, — *moutonnées* 401, 409, 410, 504; — *percées* 388
roci, — *aleuritice* 444; — *eruptive de masiv* (sau plutonice), 475; — *gelive* 44, 91, 498; — *intrusive* 475; — *mutonate* (spinări de berbec) 28; — *neagregate* 177; — *neconsolidate* (pornituri în —) 177; — *pelitice* 444; — *plutonice* 475; *psamitice* 444; — *psefitice* 444
rock, — *core* 181; — *cut* 513; — *floor* 513; — *glaciers* 219, 509; — *pits* 64; *plain* 107, 565; — *streams* 219; — *terrace* 571
rostogoliri 14, 53, 93, 118, 159, 174, 177, **178—183**, 186, 220, 255, 428, 442, 520, 560
rtem 510
ruissellement 310; — *en filets* 310
runc 10
rupturi (rîpe) 11, 249, 346
rupturi de echilibru **524**, 526, 540, 554, 555, 570; — *antropice* 537, 540, 565; — *climatice* **528—530**; — *gravitaţionale* 542; — *naturale* 106, 259, 545; — *pedologice* 545
ruz 492

saci de apă 168
salares 77
salinas 77
salinizarea solurilor 14, 20
salpausselka 504
saltele (granitice) 47, 90
saltos 516
salturi (*mişcare prin* —) 121, 122
Sammelbecken 323
sandre 126, 146, 148, **405**, 470
sand seas 128
sarcina relativă (a curentului de apă) 360
săgeţi litorale 392
sărături 13, **76—89**, 196; — *continentale* 82; — *marine* 82
scar 222
Schratten 459
Schwemmkegel 324
scoarţa de alterare 76, 86, **88—92**, 97, 101
scochine 406, 508
scorii 435, 472
Schutthalde 181
scrub 38, 510
scruntar 348
scurgeri noroioase (scurgeri de gloduri) 172, 196, 252, 297 (v. curgeri noroioase)
scurgere, — *concentrată* 288; — *concentrată temporară* (torenţială) 287; — *de rîu* 286; *de suprafaţă* **283—288**, 546; — *elementară* 286; — *locală* 286; *pe pante* 260, 501, 547; — *subterană prin sol* 276; *viteza scurgerii* 286
scuturi (vechi terestre) 411, **418**, 419, 562, 563
sebka (sau sebkra, sebkha) 55, 102, **513**, 546
seceta 15
seci (sau *secătură*) 10
sentier de vaches 203 (vezi pieds de vaches)
serir 107, 514
sheep-tracks 203
sheet 472; — *erosion* 295; — *flood* **513**, 115, 516, 529
shield-shaped 128
shorecliff 387
sial 25
sif 124, 130, 131
slide rock 179
silicaţi (alterarea lor) 69
sill (sheet) 471
simunul 109
sinclinal 24, 419, 493; — *suspendat* 493
sineclize 418
sistem de eroziune 499; — *complex* 559
sistem morfoclimatic 522, 530, 559, 565
sistem morfogenetic **499**, 527, 528, 529, 531, 535, 548, 553, 561, 563; — *actual* 531, 540, 548; — *anterior* 531; — *antropic* 538; — *natural* 540; — *periglaciar* 530; — *cu dominanţa mecanică* (de dezagregare) 535; 536; — *cu dominanţă biochimică* (de alterare) 535, 536
sistematizări regionale 26
slassels 129, 130
smog 62
sohodol 28, 464
soil flow 209
sol 510

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sole (la organizarea teritoriului) 574
solifluidare 209
solifluxion 209
solifluxiune 28, 149, 161, 177, 178, **208 — 213**, 214, 220, 252, 253, 255, 448, 451, 473, 477, 486, 498, 499, 509, 533, 563
solodii **80**
solonceac **79**; — umed 79; — afînat 79
soloneț **79—80**
solubilitatea rocilor 443
soluri, — *îngropate* (sau fosile) 101, **142**, 149, 150, 151, 195, 331, 371; — *lateritice* 532; — *poligonale* 208, 210, **212**, 213, 508; — *reticulate* 212; — *roșii de cornet* 76
sorb 105
sous-adaptées 369
south side 501
spălarea solului (sau eroziunea de suprafață) 9, 11, 16, 95, 120, 146, 246, 276, 286, **295**, 311, 329, 458, 551, 552, 555
spălarea laterală (la ueduri) 513
spinări de berbec **401**, 409, 410, 504
spulberare (la deflație) 9, 33, **104**, 107
sporne 351
spurs 351
stalactite 66, 462
stalagmite 462
stare de echilibru climatic 524
Staubstürme 105
stepizarea, — *artificială* 205; — *savanei* 552; — *secundară* 523
stîlpi, — *eolieni* 115; — *vulcanici* 472
stone rivers 54
Strand 387; — *fladen* 390; — *wall* 395
stratificație, — *încrucișată* 324, 334, 366; — *torențială* 324, 334
străpungeri cataclinale 498
structură 164, 494, 498; — *de geosinclinal* 561; — *de platformă* 561; *raporturi cu structura* 235
strungă 51, 507
subadaptare 369
subminare 187, 244
subsidență 101, 333, 336, 344, 364, 374, 375, **415—417**, 422, 424, 569; — *de fund* 542
sufoziune 15, 36, 149, 156, 159, 160, 174, 178, **187—196**, 200, 252, 256, 434, 469, 553, 571
suport structural 187
suprafață, — *de alunecare* 224; — *primordială* 562; — *de nivelare* (de netezire) 424, 565; — *multiconcavă* 564; *multiconvexă* 564; — *sinuoasă* 564
supraimpunere 340, 414, 464, 492
suprapășunat, **32—33**, 552, 554, 559, 570
supraviețuirea formelor vechi 559
surf 385
surpări 7, 15, 28, 36, 54, 56, 93, 118, 156, 158, 159, 168, 172, 177, 178, **183—188**, 196, 199, 208, 220, 247, 252, 255, 256, 433, 452, 466, 468, 520, 542, 545, 547, 560, 562; — *de stînci* 177; — *în trepte* 196

șa 251; — *de transfluență* 402; — *piemontană* 338
șanțuri, — *longitudinale* (la alunecări) 241, 247, 249; — *transversale* 241
șănțulețe (de ghețar) 401
șiroire 109, 146, 165, 250, 261, **310—316**, 442, 448, 449, 450, 452, 458, 470, 474, 496, 511, 514, 516, 518, 519, 545, 546, 552, 553, 554, 555, 560, 562; *eroziune prin* — 310, 546
șistozitatea (rocilor) 442
șlefuirea pietrelor (coliană) 500
șot 510
șuvoaie 15, 16, 33, 120, 545, 548

taboleiros 483, 515
tacire **55**, 56, 77, 83, 196
taffoni 116, 117, 477, 511
taifun 104
Talnischen 351
talpă de alunecare 166, 223
taluz, — *de groholiș* 325; — *de năruituri* 387, 469; — *de surpare* 190; — *de terasă* 371
talveg 97, 343, 345, 349, 526
Tanezrufl 509
tasări 15, 33, 43, 76, 147, 149, 156, 159, 160, 161, 166, 168, 169, 173, 174, 178, 187, 189, 196, **199—205**, 208, 216, 222, 250, 252, 256, 466, 468, 501, 542, 572; — *prin bătătorire* 203
tăierea stîncilor 50
talus, — *d'éboulis* 181; — *slope* 181
taluzul terasei (sau: fruntea terasei) 371

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tăpşan, — *de povîrniş* 565; — *al conurilor de alunecare*, 251; — *piemontan* 26
tectogene (forme —) 25
tensiune capilară (în roci argiloase) 294
terase 28, 149, 281, **370**, 470, 571; — *aluviale* 371, 512; — *ciclice* 372; *de abraziune* 389, 415; — *de alunecare* 246; — *de cultură* (agroterase) 269, 552, 553; — *de meandre* 351; — *de piemont* 339; — *de solifluxiune* 508; — *de surpare* 184; — *epirogenetice* 376; — *etajate* 372; — *fluviale* **370**, 374, 375; — *îmbucate* 371; — *în foarfecă* **374**, 375, 416; — *în rocă* 371; — *interfluviale* 372; — *poligenetice* 351; — *submarine* 388, 415; *complex de terase* 565
terasele (v. terrassettes)
terenuri degradate 7, 9, 11, 13, 17, 550, 552, 567, 569; *refacerea terenurilor degradate* 554
terrasses, — *embottées* 371; — *rocheuses* 371
terrassettes 201, 211, 507
terenuri, — *degradate* 7, 8, 9, 14, 17, 23; — *mişcătoare* 159; — *neproductive* 9, 15, 553, 557
terra, — *rossa* **66**, 68, 70, 73, 102, 522; — *roxa* 75
terrils 542
thufur 508
Tiefenverwitterung 66
tigăi (forme carstice) 466, 467
timpul de concentrare (la şiroiri) 265
tipuri, — *de relief* 559; — *morfoclimatice* 521
ttrirea particolelor (prin vînt) 104
tjäle 44, 210, 213, 503, 506
tombolo 395
topirea zăpezilor (consecinţe) 500
topoclimat 21
torenţi 7, 14, 16, 17, 219, 221, **323**, 429, 470, 562, 567; — *de gheţar* 402; *de noroi* (sau noroioşi) 28, 127, **213**, 215, 252; — *de pietre* 54, 183, 186, 219, **509**; — *subterani* 168, 189
torenţial 323
torrinhas 517
torres 517
tosca 68
Tränkwasser 165
transfluenţă 402, 409
transgresiune 398
transport (la ape curgătoare) 361, — *în amestec* 358; *în disoluţie* 359; — *în suspensie* 358; — *prin împingere* 357; — *prin rostogolire* 357; — *prin salturi* 357; — *prin tîrîre* 357, 358
trapp, 73, 74, **471**, 515
trepidaţii 186
trepte, — *de alunecare* 225; — *de piemont* 563; — *structurale* 244
trombe 105
trovanţi 445, 446, 447
tufuri, — *dacitice* 742; — *vulcanice* 480
tundre pătate 28
tunel (la eroziunea litorală) 387
tunele subbazaltice 471
turbării 504
Turmkarst 497
turnings 347
turnantă 347
turnuri (*relief în* —) 51, 52, 90, 466, 480; — (în conglomerate) 468; — (în gnais) 481; — *piramidale* 90, 402, 467
tust-bowal 109

ţărm 429
ţiglăi 225, 236, **237**, 238, 245, 253, 428, 482

ubac (vezi „dosul muntelui") 41, 501
ued 512, 513
uluc (la alunecări) 223
umeri, — *de eroziune* 388; — (la văi glaciare) 402, 409, 410
umflarea, — *rocilor* 55, **57**, 63, 65, 177, 500; — *unor părţi din povîrniş* 231
umiditate (rolul ei) **165**; — *critică* 172
unda mare 262
unde seismice 426; — *primare* (longitudinale) 426; — *secundare* (transversale) 426; — *superficiale* 427
underfit 370
unghi, — *de frecare interioară* (între particulele rocii) 160; — *de taluz* 207
utilizarea terenurilor (solului) 7, 303, 565, 572
uvala 459, 464
uragane (acţiunea lor distrugătoare) 502
uscarea (solului) 118, 119; — *cenuşie* 120

val 492; — *de alunecare* 249; — *de presiune* (la terenuri supraîncărcate) 542; — *de re-*

fulare 224 ; — *transversal principal* 250
vale 24, 26, 276, 322, 331 ; — *anaclinală* (sau obsecventă) 485 ; — *cataclinală* (sau consecventă) 485 ; — *ortoclinală* (sau subsecventă) 485 ; — *asimetrică* 494 ; — *carstică* 192 ; — *consecventă* 484, 485, 486 ; — *epigenetică* 340, 380, 491 ; — *glaciară* 401, 408, 409 ; — *moartă* 380, 414 ; — *obsecventă* 485 ; — *simetrică* 494 ; — *subsecventă* 246, 484, 486 ; — *sufozională* 190, 192, 196, 469 ; — *supraimpusă* 491 ; *suspendată* 390, 493 ; — *torențială* 320, 329, 490
văi, — *epigenetice* 340 ; — *eoliene* 139 ; — *oarbe* 66, 464 ; — *părăsite* (străpungeri moarte) 485 ; — *submarine* 397
valuri (marine), — 385 ; — *de translație* 385
valuri transversale (la alunecări) 249
vao 516
vapori de apă (în roci) 165
văiugă 111, 138, 237, 250, 255, **329**, 331
verrous 402
versanți, — *de alunecare* **243—244**, 246, 253 ; — *însoriți* („fața muntelui") 501 ; — *de surpare* 530
Verwitterung 500
vibrațiile (cauză a porniturilor) 174
vindöknar 108, 554
viroagă 96, 329, **331**
vîlcea 329, **330**, 331
vîlcele eoliene 111
vîntul (agent denudator) 103
vîrfuri, — *conice* (vulcanice) 474 ; — *piramidale* 50, 402
vîrsta peneplenelor 562
vîrtejuri de praf 105
vîscozitatea scurgerii 296
Vordüne 128
vulcani noroioși (glodoși) 13, 83

Wasserscheiden 376
water, — *gaps* 485 ; — *of constitution* 165 ; — *partings* 376 ; — *pockets* 116
weathering 500
wedge-work of salts 76
wet-weather rills 311
whaleback 504
wind-gap (wind-gaps) 412, **414**, 494
Windkanter 118
wirlwinds of dust 105
woolsacks 476
Wüste 236

yardang 26, 28, **117**, 514

zănoagă 408
zăpadă (agent de alterare) 63, 166, **265—266** ; *topirea zăpezii* 297
zăton 394
zguduirile (cauză a porniturilor) 174, 230
zgure vulcanice 472
ziduri eoliene 116
zid de bolovani (la eroziune diferențială) 47, 90
zona de alimentare (a alunecării) 248
zona de cimentație (în roci) 76
zonă de divagare 416
zone morfoclimatice 499
Zuckerhütte 477

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SUMAR

	Pag.
Cuvînt înainte	5
INTRODUCERE	7
Cap. I. **PROBLEMA TERENURILOR DEGRADATE**	
Interdependența proceselor de eroziune în natură	7
Cercetările asupra terenurilor degradate din țara noastră	10
Degradarea terenurilor și acțiunea de combatere a eroziunii din țara noastră	15
Cap. II. **NOȚIUNI PRELIMINARE**	20
Peisajul geografic	20
Clasificarea formelor de relief	23
Eroziunea accelerată	28
Partea întîi — ACȚIUNEA AGENȚILOR MODELATORI EXTERNI AI SCOARȚEI TERESTRE	35
Cap. I. **PROCESELE DE DEZAGREGARE ȘI ALTERARE**	
1. *Dezagregarea*	37
Dezagregarea prin variații de temperatură	38
Dezagregarea prin îngheț-dezgheț sau gelifracția	42
Dezagregarea prin umflare	55
Dezagregarea prin acțiunea viețuitoarelor	58
2. *Alterarea*	62
Cum acționează alterarea	62
Alterarea în ținuturile calde	71
Sărăturile	76
Alterarea prin acțiunea viețuitoarelor	84
3. *Importanța proceselor de dezagregare și alterare*	88
Scoarța de alterare	88
Acumularea produselor de dezagregare-alterare	92
Pedogeneza, solurile	97
Diferențieri climatice ale proceselor de dezagregare-alterare	101
Cap. II. **ACȚIUNEA EOLIANĂ**	
1. *Eroziunea eoliană*	103
Caracteristicile vîntului ca agent modelator	103
Deflația	107
Coraziunea	111
Dezvoltarea eroziunii eoliene și efectele ei	118
2. *Acumulările eoliene*	121
Formarea depozitelor eoliene	121
Tipuri de dune	127
Nisipurile și dunele din România	133
Loessul și originea lui	141
Stadiul cercetărilor privitoare la loessul din România	150

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pag.

Cap. III. PORNITURILE SAU DEPLASĂRILE DE TEREN
1. *Condițiile apariției și dezvoltării porniturilor* 155
Observații preliminare 155
Condițiile constituente ale terenurilor 159
Rolul umidității 165
Cauzele mecanice exterioare 172
Clasificarea porniturilor 175
2. *Pornituri prin cauze mecanice* 178
Rostogolirile 178
Surpările 183
Sufoziunea 187
Încovoierea capetelor de strate 196
Tasările 199
Creep sau creeping 205
3. *Pornituri prin umezire* 206
Nisipurile curgătoare 206
Solifluxiunea 208
Curgerile noroioase 213
Alunecările de teren 219
Morfologia alunecărilor 221
Cauzele alunecărilor 226
Cum se produc alunecările 228
Clasificarea alunecărilor 233
Complexe de alunecare 243
Răspîndirea porniturilor în România și stadiul cercetării acestora 251

Cap. IV. MODELAREA PRIN APELE CURGĂTOARE 257
1. *Apa ca agent denudator* 257
Noțiuni generale. Terminologie 261
Precipitațiile atmosferice 266
Influența reliefului 274
Condițiile de rocă și sol 276
Rolul vegetației în reținerea apei 281
Infiltrația apelor de precipitații 283
Scurgerile de suprafață 288
Eroziunea, rezultat complex de factori 292
2. *Pluviodenudația și eroziunea de suprafață* 292
Eroziunea picăturilor de ploaie sau pluviodenudația . . 295
Spălarea sau eroziunea de suprafață 303
Efectele produse de eroziunea de suprafață 306
Răspîndirea eroziunii de suprafață în România 310
3. *Eroziunea prin șiroire și ravinare* 310
Șiroirile 316
Ravinația 323
Organismul torențial 327
Desfășurarea naturală a proceselor de eroziune . . . .

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pag.

Acumulările torențiale 332
Tipuri de piemont 337
4. *Acțiunea apelor curgătoare permanente* 340
Energia cinetică a apelor curgătoare 340
Eroziunea de fund 343
Eroziunea laterală 347
Acțiunea de transport a apelor curgătoare 354
Aluvionarea 361
Schimbări în profilul de echilibru 368
Terasele fluviale din România 374
Modificarea limitelor bazinelor fluviale 376

Cap. V. MODELAREA PRIN APELE MARINE ȘI GHEȚARI
1. *Acțiunea apelor marine la țărm* 384
Acțiunea valurilor 385
Acțiunea curenților litorali 391
Modificările liniei țărmului 396
2. *Ghețari și nivație* 399
Acțiunea ghețarilor de munte 400
Modelarea nivală 405
Forme glaciare relicte în România 407

Partea a II-a. FACTORI CARE INTENSIFICĂ SAU FRÎNEAZĂ PROCESELE DE MODELARE

Cap. I. INFLUENȚA FORȚELOR ENDOGENE ÎN MODELAREA SCOARȚEI TERESTRE
1. *Mișcări tectonice lente* 411
Mișcările oscilatorii și consecințele lor 412
Ariile de subsidență 415
Importanța mișcărilor neotectonice 417
Metode de cercetare a mișcărilor neotectonice 422
2. *Mișcările violente ale scoarței terestre* 425
Rolul cutremurelor în activarea modelării 425
Cutremurele din România 429
Rolul erupțiilor vulcanice 434

Cap. II. INFLUENȚA ROCII ȘI STRUCTURII ÎN MODELAREA SCOARȚEI TERESTRE
1. *Comportarea rocilor la acțiunea agenților modelatori* . . . 440
Însușirile diferențiale ale rocilor față de eroziune . . 440
Modelarea în roci sedimentare necimentate 444
Rocile sedimentare cimentate 451
Modelarea în calcare 454
Formațiuni înrudite cu cele sedimentare 468
Modelarea în rocile vulcanice 470
Relieful granitic 475
Modelarea în roci metamorfice 478
2. *Influența structurii asupra modelării* 482
Modelarea în strate orizontale 482
Structura monoclinală 484

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pag.

Structuri faliate și discordante 487
Structura cutată 491

Cap. III. ROLUL FACTORULUI CLIMATIC
Importanța problemei 496
Mecanisme morfoclimatice 499
1. *Diferențieri morfoclimatice teritoriale* 502
Morfologia ținuturilor polare 502
Trăsături ale morfologiei periglaciare 505
Morfologia zonelor aride și semiaride 509
Morfologia zonelor cu climat cald și umed 515
Unele aspecte de modelare în climatul temperat . . . 517
2. *Succesiunea în timp a climatelor* 523
Echilibrul morfoclimatic 526
Rupturile de echilibru climatic și consecințele lor . . 528
Influențe paleoclimatice 531

Cap. IV. ROLUL FACTORULUI ANTROPIC
Omul, factor de modelare a reliefului 538
Modul de manifestare și limitele eroziunii antropice . . 540
Răspîndirea pe glob a eroziunii antropice 548
Indicații pentru stabilirea remediilor 554

ÎNCHEIERE

Cap. I. RELIEFUL ÎN CONTINUĂ TRANSFORMARE
Interacțiuni în procesele de modelare 560
Evoluția complexelor de modelare a reliefului 563

Cap. II. LATURA APLICATĂ A GEOMORFOLOGIEI
Unele probleme actuale ale geomorfologiei aplicate . . 568
Cercetări de geomorfologie aplicată în România . . . 570
Utilizarea organizată a teritoriului 573

BIBLIOGRAFIE 577
INDEX DE TERMENI 589

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTENTS

		Page
Foreword		5
INTRODUCTION		7
Chapter I.	PROBLEM OF DEGRADED GROUNDS	
	Interdependence of erosion processes in nature	7
	Investigations on degraded grounds in Romania	10
	Soil degradation and fight against erosion in Romania	15
Chapter II.	PRELIMINARY NOTIONS	
	Geographical landscape	20
	Classification of relief forms	23
	Accelerated erosion	28
Part I —	ACTION OF EXTERNAL MODELLING AGENTS ON EARTH CRUST	
Chapter I.	DISAGGREGATION AND WEATHERING PROCESSES	
	1. *Disaggregation*	37
	Disaggregation by changes of temperature	38
	Disaggregation by freeze and thaw (congelifraction)	42
	Disaggregation by swelling	55
	Disaggregation through the agency of living beings	58
	2. *Weathering*	62
	Ways of action of weathering	62
	Weathering in warm regions	71
	Saline soils	76
	Weathering through the agency of living beings	84
	3. *Importance of disaggregation and weathering processes*	88
	Weathering crust	88
	Accumulation of disaggregation-weathering products	92
	Pedogenesis, soils	97
	Climatic differentiations of disaggregation-weathering processes	101
Chapter II.	WIND ACTION	
	1. *Wind erosion*	103
	Characteristics of wind, as modelling agent	107
	Deflation	111
	Corrasion	118
	Evolution of wind erosion and its effects	121
	2. *Aeolian deposits*	121
	Formation of aeolian deposits	121
	Types of dunes	127
	Sands and dunes in Romania	133
	Loess and its origin	141
	Stage of research on loess in Romania	150

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

Chapter III. **SOIL DRIFTING OR DISPLACEMENTS**

1. *Conditions of appearance and evolution of displacements* . . 155
   - Preliminary observations 155
   - Constituent conditions of grounds 159
   - Role of moisture 165
   - External mechanical causes 172
   - Classification of displacements 175

2. *Displacements caused by mechanical causes* 178
   - Rock-falls 178
   - Landfalls 183
   - Suffosions 187
   - Outcrop Bending 196
   - Settling 199
   - Creeping 205

3. *Displacements caused by moisture* 206
   - Flowing sands 206
   - Solifluction 208
   - Mud stream 213
   - Landslides 219
   - Morphology of landslides 221
   - Causes of landslides 226
   - How landslides occur 228
   - Classification of landslides 233
   - Complexes of landslides 243
   - Spreading of landslides in Romania and stage of their investigation 251

Chapter IV. **MODELLING BY RUNNING WATER**

1. *Water as denudation agent* 257
   - General notions. Terminology 257
   - Precipitations 261
   - Influence of relief 266
   - Rock and soil conditions 274
   - Role of vegetation in water retention 276
   - Infiltration of precipitation water 281
   - Surface flow 283
   - Erosion, a complex result of factors 288

2. *Pluvial denudation and surface erosion* 292
   - Erosion by rain drops (pluvial denudation) 295
   - Sheet-erosion (surface erosion) 303
   - Effects of surface erosion 306
   - Spreading of surface erosion in Romania 310

3. *Erosion by rainwash and gullying* 310
   - Rainwash 316
   - Gullying 323
   - Torrents 323
   - Natural course of erosion processes 327

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

Torrential accumulations 332
Types of piedmont 337
4. *Action of permanent running water* 340
Kinetic energy of running water 340
Bottom erosion 343
Lateral erosion 347
Transport action of running water 354
Alluviation 361
Changes in the equilibrium profile 368
Fluvial terraces in Romania 374
Modifications of the limits of hydrographical basins . . 376

Chapter V. **MODELLING BY SEA WATER AND GLACIERS**
1. *Action of sea water on the shore* 384
Action of waves 385
Action of seashore currents 391
Modifications of shore profile 396
2. *Glaciers and nivation* 399
Action of mountain glaciers 400
Nival modelling 405
Glacial relict forms in Romania 407

Part. II — FACTORS THAT INTENSIFY OR LIMIT MODELLING PROCESSES

Chapter I. **INFLUENCE OF ENDOGENOUS FORCES ON EARTH CRUST MODELLING**
1. *Slow tectonic movements* 411
Oscillatory movements and their results 412
Subsidence areas 415
Importance of neotectonic movements 417
Methods of research of neotectonic movements 422
2. *Violent movements of earth crust* 425
Role of earthquakes in modelling activity 425
Earthquakes in Romania 429
The role of volcanic eruptions 434

Chapter II. **INFLUENCE OF ROCK AND STRUCTURE IN EARTH CRUST MODELLING**
1. *Behaviour of rocks under the action of modelling agents* . . 440
Differential properties of rocks submitted to erosion . . 440
Modelling of sedimentary non-cemented rocks 444
Cemented sedimentary rocks 451
Modelling of limestones 454
Formations similar to sedimentary ones 468
Modelling of volcanic rocks 470
Granite relief 475
Modelling of metamorphic rocks 478

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

2. *Influence of structure on modelling* 482
Modelling in horizontal layers 482
Monoclinal structure 484
Fault and discordant structures 487
Folded structure 491

Chapter III. ROLE OF THE CLIMATIC FACTOR
Importance of problem 496
Morphoclimatic mechanisms 499
1. *Morphoclimatic territorial differentiation* 502
Morphology of polar regions 502
Characters of periglacial morphology 505
Morphology of arid and semi-arid zones 509
Morphology of zones with warm and wet climates . . 515
Some modelling aspects in the temperate climate . . . 517
2. *Time succession of climates* 523
Morphoclimatic equilibrium 526
Climatic equilibrium breaks and their results 528
Paleoclimatic influences 531

Chapter IV. ROLE OF ANTHROPIC FACTOR
Man, as factor of relief modelling 538
Way of manifestation and limits of anthropic erosion . . 540
World spreading of anthropic erosion 548
Indications for finding remedies 554

FINAL PART

Chapter I. RELIEF IS IN CONTINUOUS TRANSFORMATION
Interactions in modelling processes 560
Evolution of relief modelling complexes 563

Chapter II. APPLIED GEOMORPHOLOGY
Some present-day problems of applied geomorphology . . 568
Studies of applied geomorphology in Romania 570
Rational land-use 583

REFERENCES 577
INDEX OF TERMS 589

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SOMMAIRE

Page

Avant-propos 5
INTRODUCTION 7

Chapitre I. LE PROBLÈME DES TERRAINS DÉGRADÉS
L'interdépendance des processus d'érosion dans la nature . 7
Recherches sur les terrains dégradés en Roumanie . . 10
La dégradation des terrains et la lutte contre l'érosion du sol en Roumanie 15

Chapitre II. NOTIONS PRÉLIMINAIRES
Le paysage géographique 20
La classification des formes de relief 23
L'érosion accélérée 28

Ière partie — L'ACTION DE MODELAGE DES AGENTS EXTERNES SUR L'ÉCORCE TERRESTRE

Chapitre I. PROCESSUS DE DÉSAGRÉGATION ET D'ALTÉRATION
1. *La désagrégation* 37
Désagrégation par variations de température . . . 38
Désagrégation par gel-dégel (gélifraction) 42
Désagrégation par gonflement 55
Désagrégation par l'action des plantes et des animaux . . 58
2. *L'altération* 62
L'action de l'altération 71
L'altération dans les régions chaudes 76
Les terrains salés 84
L'altération provoquée par les plantes et les animaux . . 88
3. *Importance des processus de désagrégation et d'altération* . 88
L'écorce d'altération 92
Accumulation des produits de désagrégation et d'altération
Pédogenèse, les sols 97
Différenciations climatiques des processus de désagrégation et d'altération 101

Chapitre II. L'ACTION ÉOLIENNE
1. *Erosion éolienne* 103
Caractéristiques de l'action morphologique du vent . . 103
La déflation 107
La corrasion 111
Le développement de l'érosion éolienne et les effets de celle-ci 118
2. *Les accumulations éoliennes* 121
Formation des dépôts éoliens 121
Types de dunes 127

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

Répartition des sables et des dunes en Roumanie . . . 133
Le lœss et son origine 141
Le stade des recherches concernant le lœss en Roumanie 150

Chapitre III. LES DÉPLACEMENTS DE TERRAIN

1. *Conditions de l'apparition et du développement des déplacements*
Observations préliminaires 155
Les conditions des terrains favorables au développement des déplacements 159
Le rôle de l'humidité 165
Causes mécaniques extérieures 172
Classification des déplacements 175

2. *Déplacements provoqués par des causes mécaniques* . . . 178
Formation d'éboulis 178
Eboulements 183
Suffosions 187
Inflexion des têtes de couches 196
Tassements 199
Creep (ing) 205

3. *Déplacements par humectation* 206
Sables coulants 206
Solifluxion 208
Coulées de boue 213
Glissements de terrain 219
Morphologie des glissements 221
Causes des glissements 226
Mécanisme des glissements 228
Classification des glissements 233
Complexes de glissements 243
Répartition des glissements en Roumanie et l'état actuel de leur recherche 251

Chapitre IV. ACTION DE MODELAGE DES EAUX COURANTES

1. *L'eau en tant qu'agent dénudatif* 257
Notions générales. Terminologie 257
Précipitations atmosphériques 261
Influence du relief 266
Conditions litho-pédologiques 274
Rôle de la végétation dans la rétention de l'eau . . . 276
Infiltration des eaux de précipitation 281
Ecoulements à la surface du relief 283
L'érosion — résultat complexe de facteurs 288

2. *Pluviodénudation et érosion en surface* 292
Erosion des gouttes de pluie (pluviodénudation) . . . 295
Lévigation (érosion en surface) 303
Effets produits par l'érosion de surface 306
Répartition de l'érosion en surface en Roumanie . . . 306

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

3. *Erosion par ruissellement et par ravinement* 310
Ruissellements 310
Ravinement 316
Torrents 323
Développement naturel des processus d'érosion . . . 327
Accumulations torrentielles 332
Types de piémont 337
4. *Action des eaux courantes permanentes* 340
Energie cynétique des eaux courantes 340
Erosion au fond 343
Erosion latérale 347
Action de transport des eaux courantes 354
Alluvionnement 361
Changements du profil d'équilibre 368
Les terrasses fluviales de Roumanie 374
Modifications des limites des bassins fluviaux 376

Chapitre V. **ACTION MORPHOLOGIQUE DES EAUX MARINES ET DES GLACIERS**
1. *Action des eaux marines sur la côte* 384
Action des vagues 385
Action des courants littoraux 391
Modifications de la ligne du littoral 396
2. *Glaciers et nivation* 399
Action des glaciers de montagne 400
Action morphologique de la neige 405
Formes glaciaires reliques en Roumanie 407

IIe Partie — FACTEURS QUI INTENSIFIENT OU LIMITENT LES PROCESSUS MORPHOLOGIQUES

Chapitre I. **INFLUENCE DES FORCES ENDOGÈNES SUR LA MORPHOLOGIE DE L'ÉCORCE TERRESTRE**
1. *Mouvements tectoniques lents* 411
Mouvements oscillatoires et leurs conséquences . . . 412
Aires de subsidence 415
Importance des mouvements néotectoniques 417
Méthodes de recherche des mouvements néotectoniques . . 422
2. *Mouvements violents de l'écorce terrestre* 425
Rôle des tremblements de terre dans l'action morphologique 425
Les tremblements de terre en Roumanie 429
Rôle des éruptions volcaniques 434

Chapitre II. **INFLUENCE DE LA ROCHE ET DE LA STRUCTURE SUR LA MORPHOLOGIE DE L'ÉCORCE TERRESTRE**
1. *Le comportement des roches vis-à-vis des agents modelateurs* 440
Propriétés différentielles des roches 440
Le modelage dans les roches sédimentaires non cimentées 444

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Page

Les roches sédimentaires cimentées 451
Le modelage dans les calcaires 454
Formations apparentées à celles sédimentaires 468
Le modelage dans les roches volcaniques 470
Le relief granitique 475
Le modelage dans les roches métamorphiques 478
2. *Influence de la structure sur l'action morphologique* . . . 482
Le modelage dans les couches horizontales 482
Structure monoclinale 484
Structures en failles et discordantes 487
Structure plissée 491

Chapitre III. LE RÔLE DU FACTEUR CLIMATIQUE
L'importance du problème 496
Mécanismes morpho-climatiques 499
1. *Différenciations morpho-climatiques territoriales* 502
Morphologie des régions polaires 502
Traits de la morphologie périglaciaire 505
Morphologie des zones arides et demi-arides 509
Morphologie des zones à climat chaud et humide . . . 515
Quelques aspects de l'action morphologique dans le climat tempéré 517
2. *Succession des climats* 523
Equilibre morpho-climatique 526
Ruptures de l'équilibre climatique et leurs conséquences . 528
Influences paléo-climatiques 531

Chapitre IV. LE RÔLE DU FACTEUR ANTHROPIQUE
L'action de l'homme dans le modelage du relief . . . 538
Mode de manifestation et limites de l'érosion anthropique 540
Répartition géographique de l'érosion anthropique . . . 548
Indications pour l'établissement des remèdes 554

CONCLUSION

Chapitre I. LA TRANSFORMATION CONTINUELLE DU RELIEF
Interaction des processus du modelage 560
Evolution des complexes de modelage sur le relief . . . 563

Chapitre II. LA GÉOMORPHOLOGIE APPLIQUÉE
Quelques problèmes actuels de la géomorphologie appliquée 568
Recherches de géomorphologie appliquée en Roumanie . 570
Utilisation rationnelle du territoire 573
BIBLIOGRAPHIE 577
INDEX DE TERMES 589

BCU ASTRENMUNIVERSITY LIBRARY

E R A T Ă

Pag.	rîndul:	în loc de:	se va citi:
163	1 de jos	supra-	surpa.
263	5 de jos	204 mm	20,4 mm
398	21—22 de sus	flamandă	flandriană

V. Tufescu, Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată

Redactor responsabil: RODICA-MARIA NICULESCU
Tehnoredactor: ION GHICA

Dat la cules 23.10.65. Bun de tipar 05.02.66. Apărut 1966. Tiraj 1530 ex. legate. Hîrtie velină 70×100 de 80 g/m². Coli editoriale 52,56. Coli de tipar 38,75. A 8384/65. C.Z. pentru bibliotecile mari 551.31 (021) = 59. C.Z. pentru bibliotecile mici 551.3 (021)=R.

Întreprinderea Poligrafică „Informația" str. Brezoianu 23—25. București, Republica Socialistă România, comanda nr. 4403

12

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lei 40